F 1578

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOFIZICĂ
1

TOMUL 3
1965

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÂNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN SABBA ȘTEFĂNESCU, *redactor responsabil*; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN G. ATANASIU; ACADEMICIAN TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; G. PETRESCU; D. ENESCU, *secretar științific de redacție.*

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOFIZICĂ

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

TOMUL 3, NR. 1 1965

SUMAR

Pag.

G. PETRESCU, C. RADU şi ŞT. LASCU, Cîteva observaţii privind propagarea undelor cutremurelor adînci din Vrancea . . 3

G. PETRESCU, C. RADU şi ŞT. LASCU, Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1963 17

T. IOSIF, Asupra existenţei stratului de viteză redusă în partea superioară a mantalei în România 31

G. PETRESCU şi C. RADU, Structura scoarţei terestre în România 49

T. IOSIF, Asupra existenţei unor neomogenităţi în partea superioară a învelişului Pămîntului 55

D. JIANU, Agitaţia microseismică la Bucureşti în perioada 1958—1960 65

N. DINULESCU, Determinarea refracţiei astronomice pentru distanţe zenitale mari prin utilizarea modelului de atmosferă al lui F. Whipple 73

G. ATANASIU, T. NEŞTIANU, IL. BUCUR, D. ZUGRĂVESCU şi C. DEMETRESCU, Valorile elementelor geomagnetice, H, I, Z şi F în Ardeal şi Banat, la 1960,0 79

G. ATANASIU, Radioactivitatea apelor naturale din R.P.R. şi a sedimentelor depuse de ele. Radiodatarea acestor sedimente. 99

TITUS NEŞTIANU, Măsurători de comparaţie făcute cu QHM 465 şi QHM 466, la Observatorul geomagnetic Niemegk (R. D. Germană) 109

D. ENESCU, Cîmpul de timpi şi hodografii undelor seismice difractate de la o muchie înclinată 113

I. CORNEA şi D. ENESCU, Prospectarea seismică a faliilor cu dispozitive amplasate pe profile radiale 121

Pag.

C. BURCEA, I. CORNEA, GR. ŢUGUI, E. IONESCU, M. TRÎMBIŢAŞ, ST. GEORGESCU, I. LEAFU, L. TOMESCU II, AL. BRAŞOVEANU, M. CHIŞCAN, F. LEAFU, S. MIHĂILĂ şi V. SIPOŞ, Contribuţii seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moesice între Olt şi Buzău . . . 129

ŞTEFAN AIRINEI şi MARIUS VISARION, Prospectarea magnetometrică a sărurilor de Na, K şi Mg în Subcarpaţii Moldovei şi Munteniei (România) 141

NOTE ŞI INFORMAŢII

G. ATANASIU, Colocviul de sărbătorire a 75 de ani de la înfiinţarea Institutului de geomagnetism din Potsdam şi inaugurarea noului institut 167

G. ATANASIU, Al X-lea Simposion al Asociaţiei Geofizicienilor Unguri şi Consfătuirea pentru hărţile magnetice unitare de la Budapesta 169

MŰSZAKI KÖNYVTÁRES DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT

CÎTEVA OBSERVAȚII PRIVIND PROPAGAREA UNDELOR CUTREMURELOR ADÎNCI DIN VRANCEA[1]

DE

G. PETRESCU, C. RADU și ȘT. LASCU

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

În seismologia modernă au luat o mare amploare cercetările cu privire la constituția scoarței și a interiorului globului terestru. Studiile și măsurătorile au pus în evidență o serie de anomalii regionale în propagarea undelor seismice. Astfel H. Jeffreys a observat [1], [2], [3] că raportul diferențelor duratelor de parcurs $(sS-S)$ și $(pP-P)$ pentru un cutremur din Hindu-Kush este de 1,6 în loc de 1,8, valoare teoretică corespunzătoare tablelor calculate [4], precum și o anomalie în durata de propagare a undelor cutremurelor din California pentru distanța epicentrală de 20°. M. Choudhuri [5] efectuînd un studiu asupra mai multor cutremure adînci din Hindu-Kush a ajuns la o serie de concluzii cu privire la structura scoarței și a mantalei în această regiune, găsind și relațiile cu ajutorul cărora se corectează hodocronele pentru aceste cutremure.

Aceste anomalii în propagarea undelor seismice sînt, fără îndoială, cauzate parțial de particularitățile proprietăților elastice regionale ale scoarței, iar parțial de anomaliile regionale ale vitezei undelor seismice în mantaua superioară.

În nota de față vom prezenta cîteva rezultate ale cercetărilor noastre privind propagarea undelor cutremurelor adînci din Vrancea, urmînd ca exemplu de studiu lucrarea [5].

Regiunea de curbură a Carpaților, cunoscută sub numele de Vrancea, este cea mai importantă zonă seismică din Romînia. Cutremurele care se produc aici se grupează în două zone : zona cutremurelor adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km) și zona cutremurelor puțin adînci ($h \leqslant 60$ km), trecerea de la o zonă la alta făcîndu-se printr-o porțiune aproape aseismică [6].

---

[1] Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR. SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 3, Nr. 1, p. 3–15, BUCUREȘTI, 1965

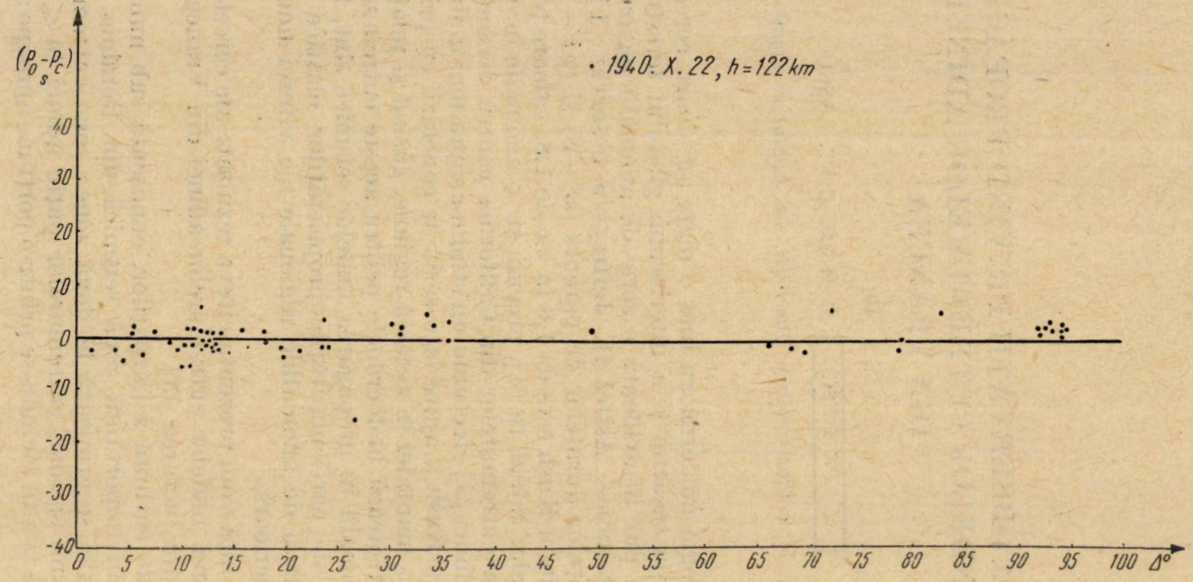


Fig. 1. *a.* — $\delta t = P_0 - P_c$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurul din 1940. X. 22.

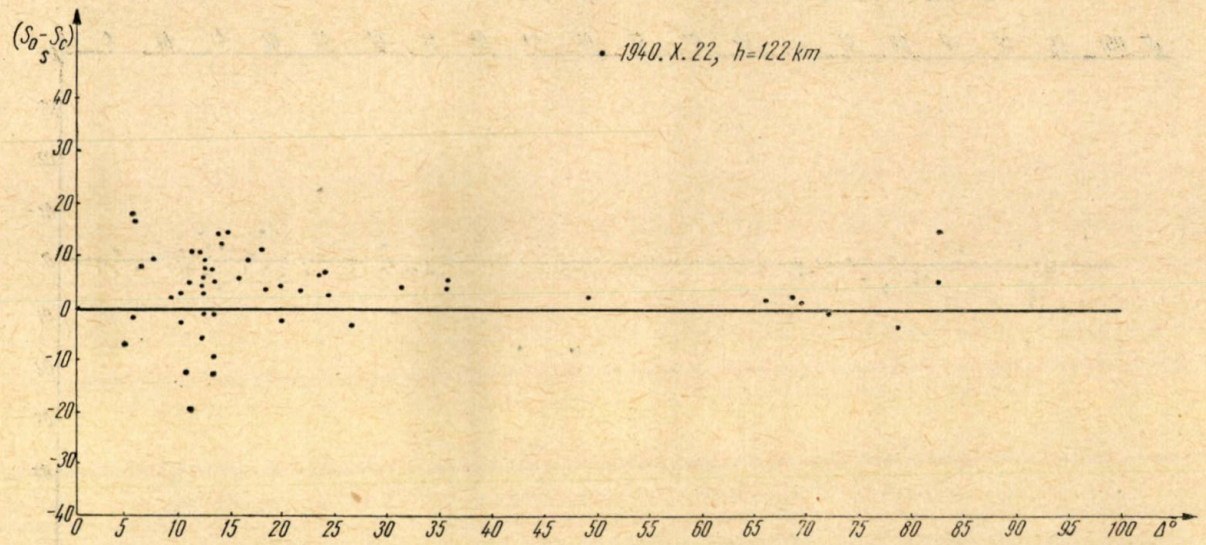


Fig. 1 *b*. — $\delta t = S_0 - S_c$ funcție de $\Delta°$ pentru cutremurul din 1940. X. 22.

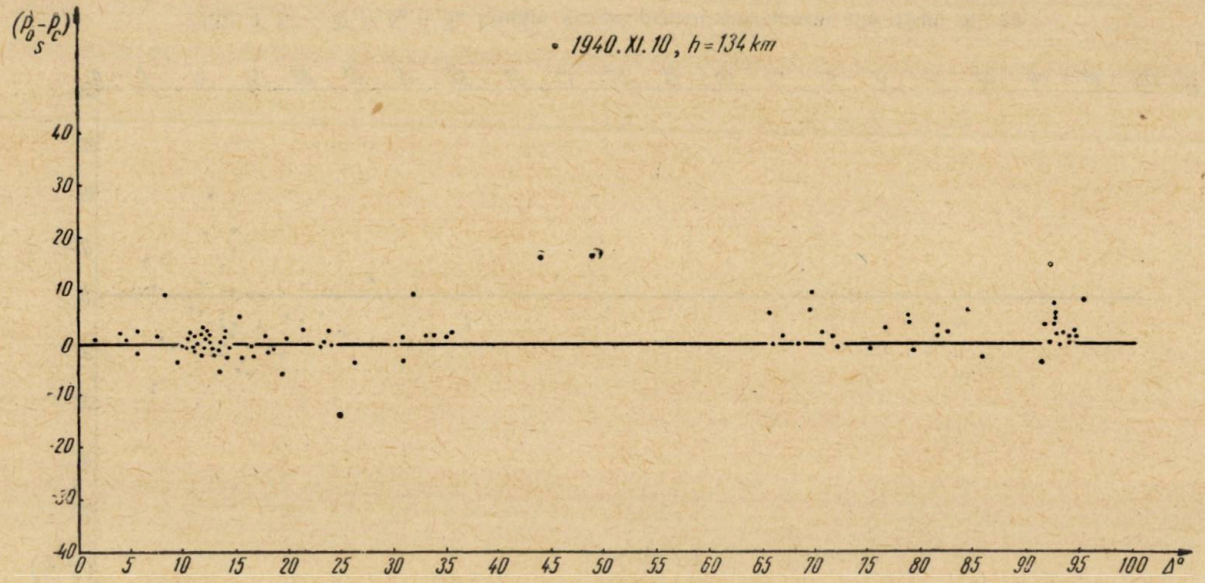


Fig. 2 *a*. — $\delta t = P_0 - P_c$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurul din 1940. XI. 10.

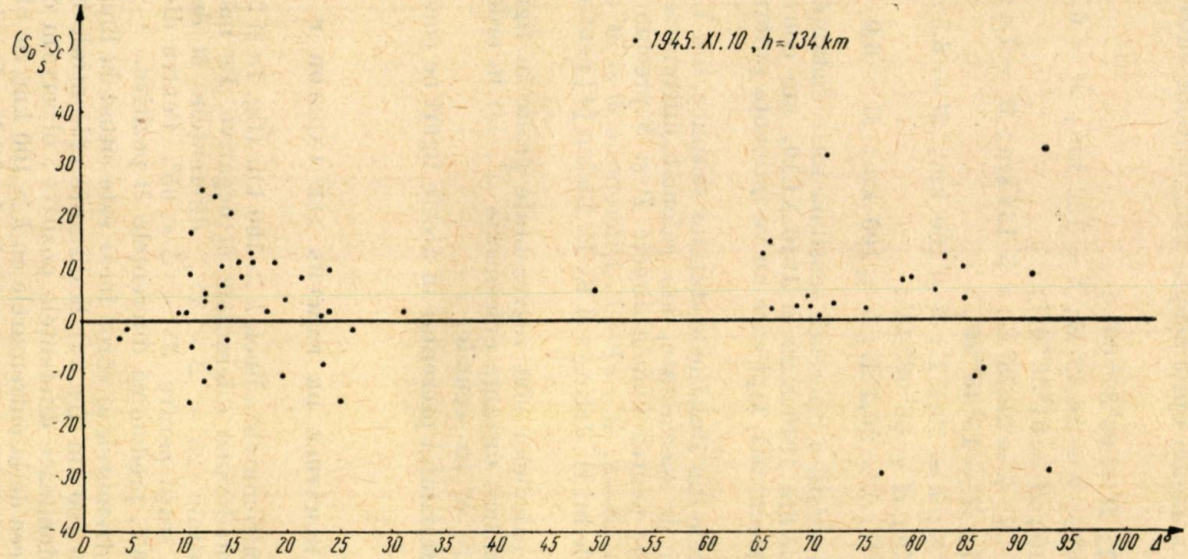


Fig. 2 *b*. — $\delta t = S_0 - S_c$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurul din 1940. XI. 10.

Materialul de bază folosit în această lucrare se referă la duratele de parcurs ale undelor directe P şi S, precum şi la duratele de parcurs ale undelor reflectate în vecinătatea epicentrului pP, sS, sP.

Pentru studiu ne-am oprit asupra următoarelor cutremure mai de seamă ($M \geqslant 6{,}0$):

1) 1940.X.22; $H = 06^h37^m00^s$;
$\varphi = 45{,}76\,°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}42°\,\mathrm{E}$; $h = 122$ km; $M = 6{,}5$;
2) 1940.XI.10; $H = 01^h39^m07^s$;
$\varphi = 45{,}77\,°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}73°\,\mathrm{E}$; $h = 134$ km; $M = 7{,}4$;
3) 1945.IX.7; $H = 15^h48^m20^s$,
$\varphi = 45{,}3\,°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}4°\,\mathrm{E}$; $h = 100$ km; $M = 6{,}5$;
4) 1945.XII.9; $H = 06^h08^m43^s$;
$\varphi = 45{,}3\,°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}4°\,\mathrm{E}$; $h = 100$ km; $M = 6{,}0$

Deoarece nu există o diferenţă sensibilă între distanţele epicentrale pentru cutremurele din 1940.X.22 şi 1940.XI.10, am convenit să luăm aceeaşi distanţă epicentrală, fapt care nu va influenţa puternic rezultatele noastre.

Folosind datele din Buletinele staţiilor seismice, din I.S.S., B.C.I.S. şi din alte lucrări de specialitate, am calculat diferenţele $\delta t = O - C$ (observat-calculat); pentru undele directe P şi S precum şi diferenţele $\delta t' = pP - P$, $\delta t' = sS - S$, $\delta t' = sP - P$. Diferenţele δt şi $\delta t'$ au fost calculate folosind tablele lui H. Jeffreys şi K. E. Bullen [4] pentru adîncimea h corespunzătoare.

Rezultatele calculelor sînt reprezentate grafic în figurile 1—6, în care în abscisă am luat distanţa epicentrală $\Delta°$, iar în ordonată diferenţele δt şi respectiv $\delta t'$ în secunde.

Analiza materialului prezentat în aceste figuri ne conduce la următoarele observaţii:

1. DURATELE DE PARCURS ALE UNDELOR P

a) Pentru cutremurele adînci, $h > 100$ km (fig. 1*a* şi 2*a*) la distanţe mici, $\Delta < 25°$, predomină diferenţele δt negative. Pe măsură ce cresc distanţele epicentrale $25° < \Delta < 35°$, diferenţele δt devin pozitive. Practic, nu avem staţii pentru $35° < \Delta < 65°$. Pentru distanţe epicentrale mari, $\Delta > 65°$, predomină diferenţele δt pozitive.

b) Pentru cutremurele al căror focar este situat la limita superioară a astenosferei, $h = 100$ km (fig. 3*a*), la distanţe epicentrale mici, $\Delta < 25°$, sînt puternic predominate diferenţele pozitive; observăm deci o situaţie inversă faţă de aceea de la cutremurele cu $h > 100$ km. Se observă un salt spre minus în jurul distanţei epicentrale de 13,5°. După 25° distanţă epicentrală diferenţele sînt tot pozitive, cu aceeaşi observaţie că pentru distanţe cuprinse între 35° şi 65°, nu am avut staţii suficiente.

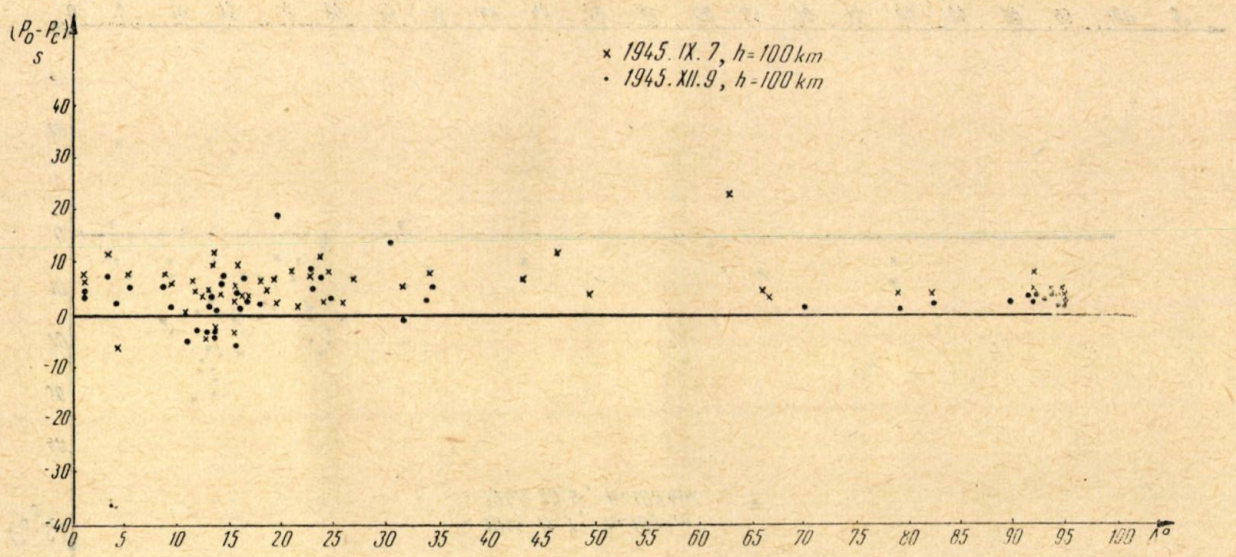


Fig. 3 *a*. — $\delta t = P_0 - P_c$ funcție de $\Delta°$ pentru cutremurele din 1945. IX. 7. și 1945. XII. 9.

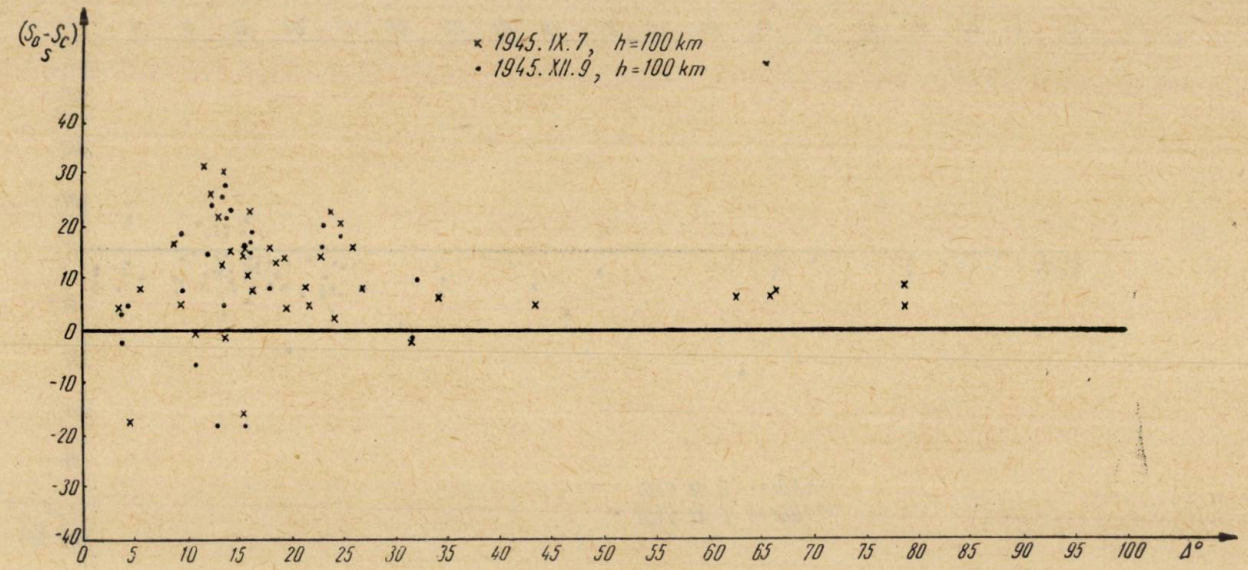


Fig. 3 *b*. — $\delta t = S_0 - S_c$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurele din 1945. IX. 7. şi 1945. XII. 9.

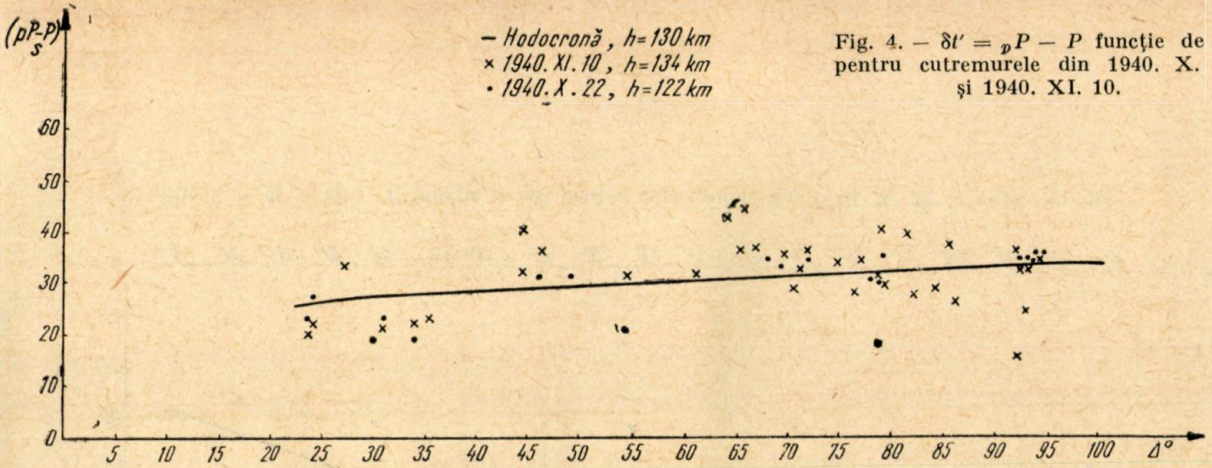


Fig. 4. — $\delta t' = {}_pP - P$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurele din 1940. X. 22. şi 1940. XI. 10.

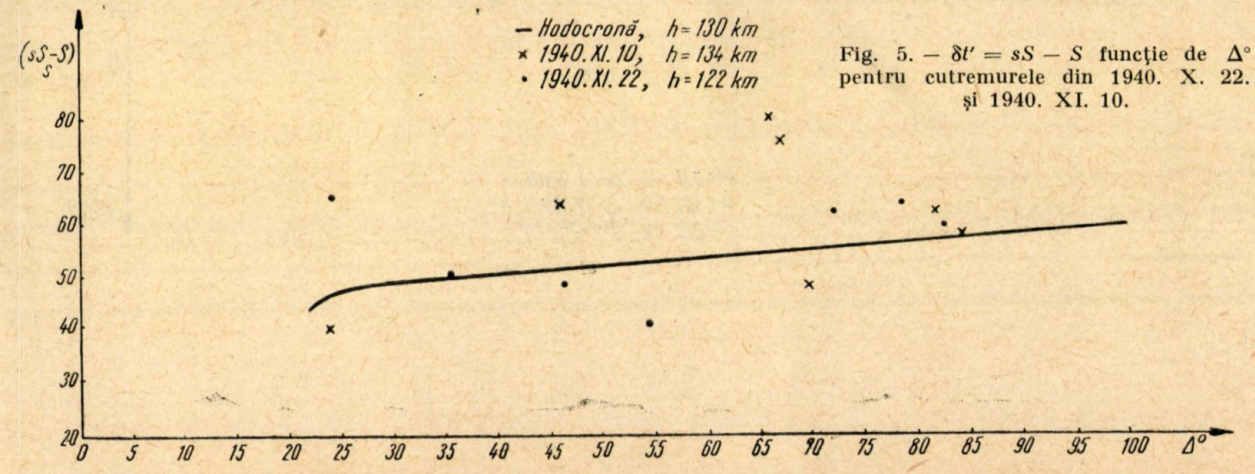


Fig. 5. — $\delta t' = sS - S$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurele din 1940. X. 22. şi 1940. XI. 10.

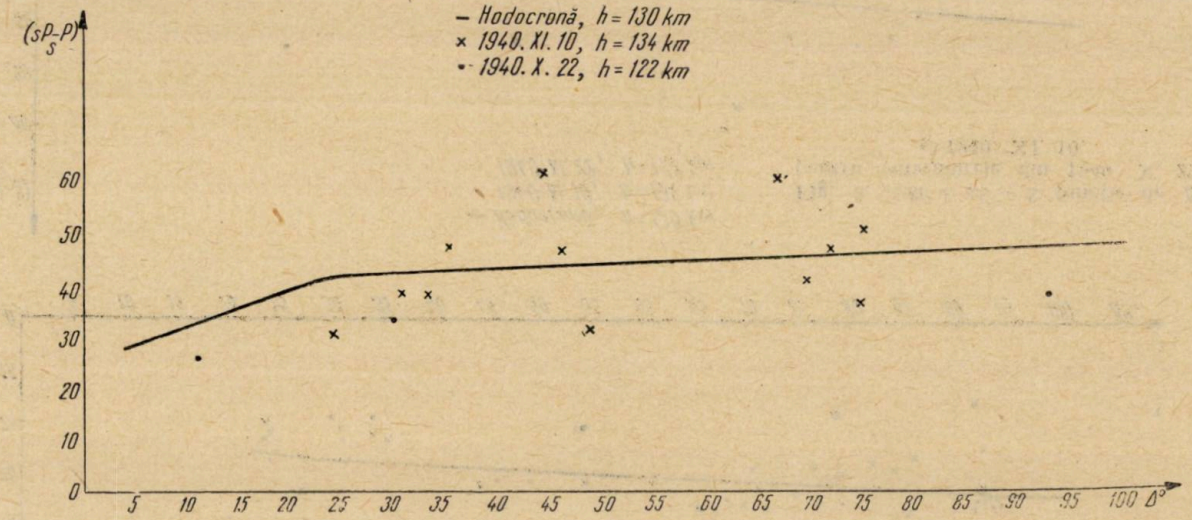


Fig. 6. — $\delta t' = sP - P$ funcţie de $\Delta°$ pentru cutremurele d n 1940. X. 22. şi 1940. XI. 10.

2. DURATELE DE PARCURS ALE UNDELOR S.

a) Diferențele $\delta t = O - C$, în cazul cutremurelor cu $h > 100$ km (fig. 1*b* și 2*b*), la distanțe epicentrale mici, $\Delta < 25°$, sînt în majoritate pozitive. Și aici între 35° și 65° distanță epicentrală nu avem stații suficiente, iar peste 65° diferențele rămîn tot pozitive. Pentru $h > 100$ km, diferențele δt ating cea mai mare valoare absolută în intervalul 12,5° — 13°, majoritatea fiind însă pozitive.

b) În cazul cutremurelor cu adîncimea $h = 100$ km (fig. 3*b*) pentru distanțe epicentrale $\Delta < 25°$ predomină valorile pozitive ale diferențelor δt, observîndu-se o creștere pronunțată a acestora pentru distanțe epicentrale mai mari de 3° și un salt spre plus în intervalul 13,5° — 14°. Pentru distanțe epicentrale $\Delta > 25°$, valorile δt, puține la număr, sînt aproape toate pozitive. De reținut că și aici în jurul distanțelor epicentrale 13,5°—14° observăm același fenomen ca în cazul undelor P (fig. 3*a*) pentru aceeași adîncime $h = 100$ km și asemănător cu acela al undelor S pentru cutremure cu $h > 100$ km.

3. DURATELE DE PARCURS ALE UNDELOR pP

Analizînd figura 4 în care am reprezentat diferențele $\delta t' = pP - P$ în funcție de distanța epicentrală, pentru cutremurele dela 22 octombrie și 10 noiembrie 1940, $h > 100$ km, se poate observa că pentru distanțe epicentrale mici, $22° < \Delta < 36°$ diferențele $\delta t'$ observate sînt inferioare celor calculate din tabelele lui H. Jeffreys și K. E. Bullen [4] (curba trasată cu linie continuă și calculată pentru $h = 130$ km). Pentru distanțe $45° < \Delta < 75°$, diferențele observate sînt superioare acelora din tablele lui H. Jeffreys și K. E. Bullen, iar pentru distanțe $\Delta > 75°$, diferențele observate sînt uniform distribuite în jurul hodocronei calculate, o oarecare concentrare în jurul hodocronei observîndu-se pe măsură ce $\Delta°$ crește.

4. DURATELE DE PARCURS ALE UNDELOR sS.

În figura 5 am reprezentat diferențele $\delta t' = sS - S$ ca funcție de distanța epicentrală $\Delta°$, pentru cutremurele cu $h > 100$ km. Se observă că pentru distanțe $22° < \Delta < 90°$ aceste diferențe sînt în general superioare acelora date în tablele lui H. Jeffreys și K. E. Bullen (linia continuă). Numărul mic de observații nu ne permite să facem și alte observații.

5. DURATELE DE PARCURS ALE UNDELOR sP

Diferențele $\delta t' = sP - P$ în funcție de distanța epicentrală $\Delta°$, pentru aceleași cutremure cu $h > 100$ km, le-am reprezentat în fiugra 6. Deși datele sînt puține, se vede totuși că pentru distanțe $10° < \Delta < 35°$,

diferenţele $\delta t'$ observate sînt inferioare celor calculate. Pentru distanţe $35° < \Delta < 70°$, diferenţele $\delta t'$ observate depăşesc pe cele date în tablele lui H. Jeffreys şi K. E. Bullen (linia continuă), iar pentru distanţe mai mari de 70° par a se grupa de o parte şi de alta a hodocronei.

Rezultatele obţinute mai sus ne conduc la o serie de observaţii referitoare la vitezele undelor P şi S pentru diferite adîncimi în regiunea Vrancea, precum şi la unele consideraţii asupra limitelor astenosferei şi suprafeţei Mohorovičić în această regiune.

Din figurile $1a$, $2a$, $3a$ rezultă că, la distanţe epicentrale mici, pentru undele P, diferenţele δt sînt net pozitive în cazul cutremurelor cu $h = 100$ km şi oscilează în jurul hodocronei în cazul cutremurelor cu $h = 122$ km şi 134 km. De aici rezultă că la adîncimea de 100 km, viteza observată a undelor P este inferioară aceleia folosită în tablele lui H. Jeffreys şi K. E. Bullen [4], în timp ce la adîncimi mai mari de 100 km, viteza observată are aproximativ aceeaşi valoare cu cea teoretică. Se observă deci o creştere a vitezei undelor P cu adîncimea, de unde putem conchide că în Vrancea stratul astenosferic nu influenţează comportarea undelor P, ceea ce confirmă cercetările din [7], [8].

Analizînd duratele de parcurs ale undelor S, aşa cum reiese din figurile $1b$, $2b$, $3b$, observăm că atît pentru cutremurele cu $h = 100$ km, cît şi pentru cele cu $h > 100$ km, la distanţe epicentrale mici diferenţele δt sînt în majoritate pozitive. Prin urmare atît la adîncimea de 100 km, precum şi la adîncimi superioare lui 100 km, viteza undelor S dedusă din observaţii este inferioară celei prevăzute în tablele lui H. Jeffreys şi K. E. Bullen.

De asemenea, din figurile 4, 5, 6 se observă că în timp ce diferenţele $(sS-S)$ observate (fig. 5) sînt în majoritate superioare celor calculate pentru orice distanţă epicentrală, păstrînd acelaşi semn, diferenţele $(pP-P)$ şi $(sP-P)$ observate (fig. 4 şi 6) schimbă semnul în raport cu aceleaşi diferenţe teoretice.

Vom face în continuare cîteva observaţii asupra structurii scoarţei în regiunea Vrancea. Astfel, analizînd diferenţele $pP-P$ pentru cutremurul din 22 octombrie 1940, se observă că la staţiile Samarkand, Taşkent, Frunze şi Calculta, acestea sînt anormale (19^s). Calculul adîncimii pe baza acestor diferenţe ne dă o valoare mică, fapt care ne-a condus a interpreta aceste distanţe ca pP^*-P (pP^* fiind unda reflectată la baza scoarţei în vecinătatea epicentrului). Adoptînd $h_{pP} = 136{,}5$ km (prin analogie cu Irkutsk care se găseşte aproximativ la aceiaşi distanţă epicentrală) şi determinînd cu diferenţa de mai sus adîncimea $h_{pP^*} = 82{,}5$ km, rezultă o diferenţă de 54 km, valoare care ne dă o indicaţie pentru grosimea scoarţei la est de Vrancea. Pentru cutremurul de la 10 noiembrie 1940, la staţia Berkeley am interpretat diferenţa $pP - P$ ca $pP^* - P = 15^s$ şi luînd $pP-P = 34^s$ (prin analogie cu Pasadena) am găsit pentru grosimea scoarţei în vecinătatea epicentrului valoarea de 60,3 km. De asemenea, interpretînd, pentru acelaşi cutremur, la staţia Columbia diferenţa $sS-S$ ca sS^*-S (sS^* cu aceeaşi interpretare ca unda pP^*) şi luînd $sS-S=64^s$

(prin analogie cu Spokane şi Pittsburg), rezultă pentru grosimea scoarţei valoarea de 60 km. Ca şi în cazul precedent, valorile găsite sînt în concordanţă cu alte determinări anterioare [10], [11].

Din cele arătate se poate trage concluzia că duratele de parcurs ale diverselor categorii de unde pentru cutremurele din Vrancea depind în afară de distanţa epicentrală şi de adîncimea focarului şi de structura locală a scoarţei terestre şi a mantalei în această regiune.

Aplicarea unor corecţii tablelor lui Jeffreys şi Bullen apare deci ca o necesitate obiectivă, problemă care va constitui obiectul cercetărilor noastre imediat ce vom dispune de un material de observaţie mai numeros. Rezultatele obţinute în această lucrare, deşi limitate de neomogenitatea materialului folosit, atrag atenţia asupra particularităţilor regionale ale mantalei superioare în România.

Primită la redacţie la 25 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. H. Jeffreys, M.N.R.A.S. Geophys. suppl., **3**, *8* (1935).
2. H. Jeffreys, *The Earth.* 4th Edition, Cambridge Univ. Press, 1959.
3. H. Jeffreys, M.N.R.A.S. Geophys. suppl., *6*, (1952).
4. H. Jeffreys and K. E. Bullen, *Seismological Tables.* Britsh Association for the Advancement of Science, London, 1948.
5. M. A. Choudhury, *Étude des ondes séismiques dans quelques trenblements de terre profonds de l'Hindou-Kouch.* Annales de Géophysique, **14**, *1*, (1958).
6. G. Petrescu, C. Radu, *Seismicitatea şi raionarea seismică a teritoriului R.P.R. în intervalul* 1900–1958. St. cerc. astr. şi seism., *2* (1961).
7. Н. Н. Матвева, А. С. Алексеев, *Машинный поиск вариантов скоростного разреза верхней мантии по совокупности годографов глубокофокусных землетрясений.* Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, *VII* (1964).
8. T. Iosef, *Asupra existenţei stratului de viteză redusă în partea superioară a mantalei în România.* St. cerc. geol.-geofiz.-geogr., seria geofiz, acest volum p. 65.
9. G. Petrescu, C. Radu, *Structura scoarţei terestre în R.P.R.*, Analele Univ. Buc., *40* (1963).
10. G. Petrescu, C. Radu şi P. Ionescu-Andrei, *Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în 1959. Consideraţii asupra atmosferei şi structurii scoarţei în regiunea Vrancei.* St. cerc. astr. şi seism., *2* (1961).
11. Şt. Lascu, *Date asupra structurii scoarţei terestre în Europa.* St. cerc. astr. şi seism., *2* (1962).

ACTIVITATEA SEISMICĂ PE TERITORIUL R.P.R. ÎN ANUL 1963

DE

G. PETRESCU, C. RADU şi ŞT. LASCU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, str. Cuţitul de argint nr. 5.

Vom prezenta principalele rezultate ale cercetărilor noastre privind activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1963, precum şi unele consideraţii care s-au desprins din acestea.

Rezultatele obţinute completează şi continuă cercetările asupra seismicităţii ţării noastre, cercetări publicate de noi într-o serie de lucrări anterioare.

În anul 1963 Secţia de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei R.P.R. a funcţionat cu întreaga sa capacitate, adică cu staţiile Bucureşti, Cîmpulung, Bacău, Focşani şi Iaşi. În această perioadă (1 ianuarie—31 decembrie 1963), aparatele staţiilor noastre au înregistrat un număr de 252 de cutremure, dintre care 17 au avut epicentrul pe teritoriul ţării noastre (tabela 1).

Studiul seismicităţii teritoriului R.P.R. în anul 1963 s-a făcut ţinînd seama de faptul că un cutremur este caracterizat prin cinci dimensiuni φ, λ, h, t_0 şi E. Primele patru dimensiuni, adică coordonatele focarului şi timpul t_0 de producere, caracterizează cutremurul din punct de vedere geometric; a cincea dimensiune, energia seismică E, constituie principala sa caracteristică dinamică.

În afară de cele cinci dimensiuni este indicat a caracteriza cutremurul şi prin soluţia planului de falie, tipul cutremurului, spectrul undelor etc.

Determinarea poziţiei focarului s-a făcut cu ajutorul metodelor care se folosesc de obicei în cadrul Secţiei de seismologie: metoda aproximaţiilor succesive pentru cutremurele adînci şi metoda intersecţiilor [1], [2].

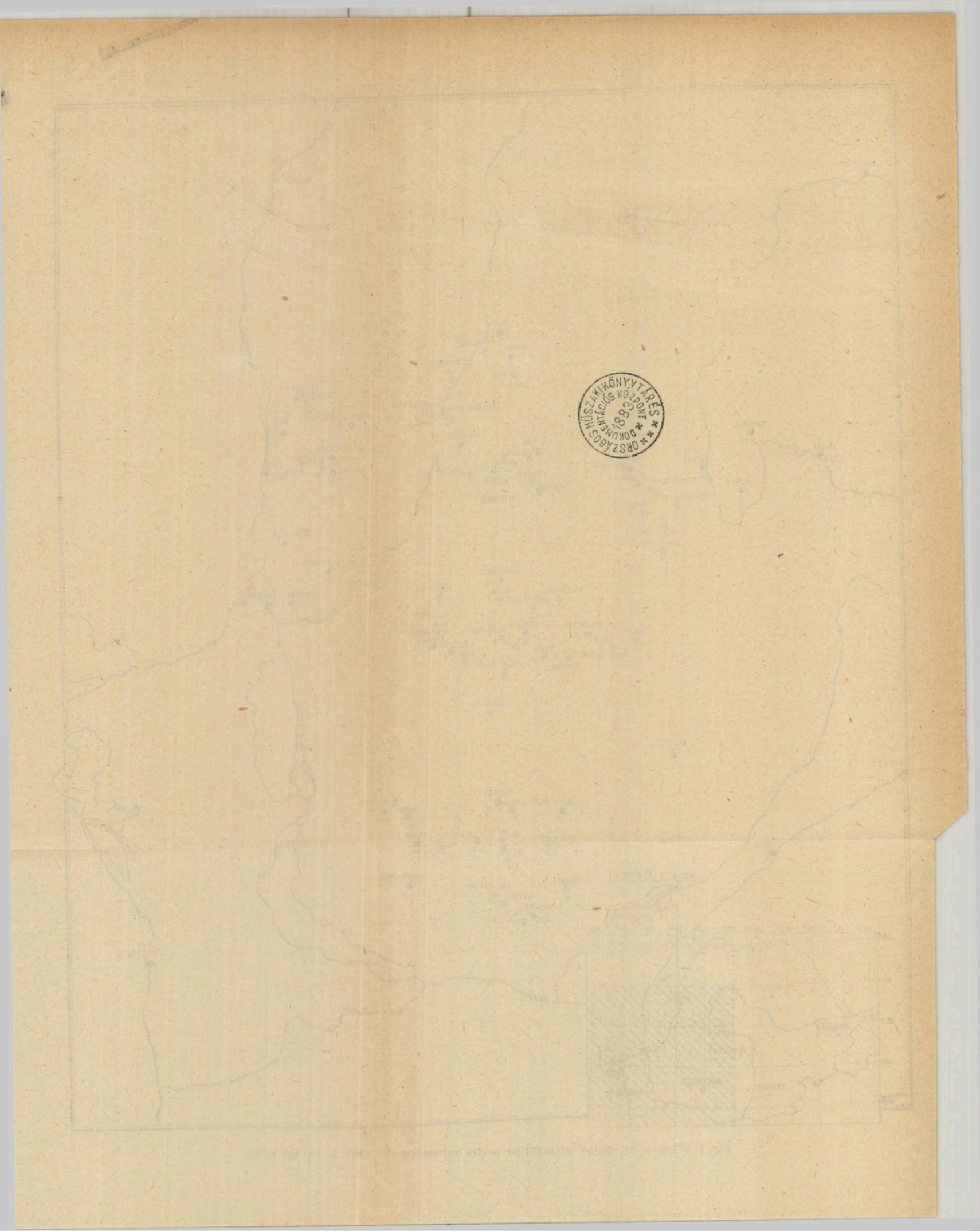
Informaţiile asupra lui I_0 au fost obţinute cu ajutorul chestionarelor-tip, care s-au trimis în regiunea epicentrală imediat după cutremur.

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ. TOM. 3. Nr. 1. p. 17–29. BUCUREŞTI. 1965

Tabela 1

Nr.	Data	*H*	Regiunea epicentrală	*h*	Magnitudinea *M*					*M*	Energia *E* ergi	
					Fo	Ba	Cl	Bu	Ia		relaţia (3)	relaţia (4)
1	1963 I . 2	11 : 15	Vrancea	*p*	3,59	—	3,64	—	—	3,64	$1{,}06\times10^{17}$	$1{,}59\times10^{17}$
2	I . 14	18 : 32	„	*p*	5,52	5,91	5,70	5,35	—	5,35	$1{,}03\times10^{20}$	$7{,}95\times10^{19}$
3	II . 10	21 : 17	„	*p*	4,25	4,94	4,58	3,73	4,55	3,73	$1{,}56\times10^{17}$	$2{,}24\times10^{17}$
4	III . 12	00 : 58	„	*p*	4,09	4,47	4,24	3,80	4,08	3,80	$2{,}28\times10^{17}$	$3{,}17\times10^{17}$
5	IV . 3	19 : 50	„	*p*	3,03	3,67	3,87	—	—	3,87	$3{,}34\times10^{17}$	$4{,}47\times10^{17}$
6	IV . 17	16 : 45	„	*p*	3,90	3,96	3,71	—	—	3,71	$1{,}56\times10^{17}$	$2{,}24\times10^{17}$
7	IV . 28	13 : 01	„	*p*	3,60	—	—	—	—	3,60	$1{,}06\times10^{17}$	$1{,}59\times10^{17}$
8	V . 4	16 : 48	Tîrgu-Jiu	*s*	—	—	—	—	—	4,50		
9	VI . 19	15 : 18	Vrancea	*p*	3,82	4,14	3,78	—	—	3,78	$2{,}28\times10^{17}$	$3{,}17\times10^{17}$
10	VII . 8	12 : 13	„	*p*	—	3,78	3,88	(2,94)	3,25	3,88	$3{,}34\times10^{17}$	$4{,}47\times10^{17}$
11	VIII . 12	15 : 33	„	*p*	3,47	—	3,97	—	3,24	3,97	$4{,}90\times10^{17}$	$6{,}31\times10^{17}$
12	X . 3	18 : 56	„	*p*	3,62	3,64	3,91	(3,00)	3,46	3,91	$3{,}34\times10^{17}$	$4{,}47\times10^{17}$
13	X . 4	07 : 14	Iaşi	*s*	—	—	—	—	—	—	—	—
14	X . 23	08 : 46	„	*s*	—	—	—	—	—	—	—	—
15	X . 26	08 : 51	„	*s*	—	—	—	—	—	—	—	—
16	XI . 4	17 : 03	Vrancea	*p*	3,88	3,79	3,77	(3,05)	3,47	3,77	$2{,}28\times10^{17}$	$3{,}17\times10^{17}$
17	XII . 31	18 : 31	Iaşi	*s*	—	—	—	—	—	—	—	—

Fig. 1. — Harta distribuției intensităților pentru cutremurul din 1963. I. 14, $18^h\ 32^m$.


MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS
DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT
1883
ORSZÁGOS

Magnitudinea M pentru cutremurele adînci din Vrancea s-a determinat cu ajutorul relației

$$M = \lg \frac{A}{T} - \lg \left(\frac{A}{T}\right)^*, \tag{1}$$

relație propusă pentru prima dată în lucrarea [3].

În relația (1), mărimea A reprezintă maximul deplasării (în μ) în unda P sau S, T perioada corespunzătoare, iar $-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^*$ funcția de calibrație.

Magnitudinea M s-a determinat folosind înregistrările tuturor stațiilor românești cu ajutorul funcțiilor de calibrație $-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^*_{SH}$ [3], [4], [5], conform formulelor :

$$\begin{aligned}
M &= \lg \frac{A}{T} + 2{,}74 && \text{București,} \\
M &= \lg \frac{A}{T} + 2{,}78^1 && \text{Cîmpulung,} \\
M &= \lg \frac{A}{T} + 2{,}40 && \text{Iași,} \\
M &= \lg \frac{A}{T} + 2{,}48 && \text{Bacău,} \\
M &= \lg \frac{A}{T} + 1{,}98 && \text{Focșani.}
\end{aligned} \tag{2}$$

Procedeul acesta de calcul al magnitudinii pentru toate stațiile românești a fost determinat de necesitatea clasificării cutremurelor carpatice în cazul cînd lipsesc complet sau parțial observațiile stației București și nu în scopul obținerii unei magnitudini medii ca mărime de clasificare, așa cum s-a procedat în lucrarea [6].

Energia E (în tabela 1) s-a calculat folosind, pe de o parte, relația obținută de C. Radu [7]

$$\lg E = 11{,}05 + 1{,}66\, M, \tag{3}$$

iar pe de altă parte, relația dată de B. Gutenberg [8]

$$\lg E = 11{,}8 + 1{,}5\, M. \tag{4}$$

---

[1] Valoarea 2,78, obținută de noi pe baza a 7 cutremure înregistrate la Cîmpulung, coincide practic cu aceea dată în lucrarea [6] și înlocuiește valoarea anterioară 2,66 [3]; s-a obținut de asemenea $-\lg A^*_{SH} = 3{,}04$

Folosirea în paralel a relaţiilor (3) şi (4) a fost determinată de faptul că, aşa după cum a arătat S. L. Soloviev [9], este mai indicat a folosi relaţia

$$\lg E \sim (11{,}5 \div 12) + 1{,}5\, M. \qquad (5)$$

Valorile lui E obţinute cu (3) şi (4) sînt foarte apropiate, rezultat la care trebuia de fapt să ne aşteptăm dacă ţinem seama de cercetările anterioare [7], [10].

Calculele arată că energia eliberată de focarul adînc din Vrancea în anul 1963 este de $1{,}06 \cdot 10^{20}$ ergi (3) sau $0{,}83 \cdot 10^{20}$ ergi (4).

Analiza tabelei 1 ne conduce la următoarele concluzii:

— în regiunea Vrancea, în anul 1963, nu s-a produs nici un cutremur cu adîncimea $h < 100$ km;

— cel mai puternic cutremur adînc din Vrancea ($h \geqslant 100$) produs în anul 1963 a fost acela din 14 ianuarie, $18^h 32^m$ ($M = 5{,}35$ — Bucureşti);

— se evidenţiază un nou epicentru pe harta ţării noastre, epicentrul din regiunea Tîrgu-Jiu—Topeşti, epicentru stabilit pentru prima dată pe bază instrumentală;

— activitate seismică intensă a focarului seismic din regiunea Iaşi.

În continuare vom studia cutremurul din 1963.I.14, $18^h 32^m$ şi focarul seismic din regiunea Tîrgu-Jiu—Topeşti.

A. CUTREMURUL DIN 1960. I.14, $18^h 32^m$

Analiza seismogramelor staţiilor româneşti (aspectul înregistrării şi diferenţele $S-P$) ne-a condus imediat la concluzia că este vorba de un cutremur care aparţine părţii de nord a zonei epicentrale Vrancea şi că adîncimea focarului h este cuprinsă între 100 şi 150 km.

Imediat după cutremur au fost trimise cîteva sute de chestionare-tip pentru obţinerea de informaţii macroseismice. Din păcate însă ne-au fost înapoiate numai 120. Acest lucru ne-a împiedicat să obţinem o hartă a izoseistelor. În regiunea epicentrală cutremurul a fost simţit cu o intensitate de 5—6 grade, mai mult spre 6. La Bucureşti cutremurul a avut intensitatea de 4—5 grade, deci o diferenţă de 1 grad faţă de epicentru. Distribuţia intensităţilor în diferite puncte este arătată în figura 1.

Determinările noastre asupra poziţiei focarului ne-au condus la valori foarte apropiate de acelea obţinute de alte institute. Astfel avem

$\varphi = 46{,}0°$ N
$\lambda = 26{,}8°$ E (Bucureşti),
$h = 125$ km

$\varphi = 46{,}0°$ N
$\lambda = 26{,}8°$ E (B.C.I.S.),
$h = 100$ km

şi

$h = 132$ km
$M = 5{,}3$ (Upsala şi Kimna).

Valoarea magnitudinii $M = 5{,}35$ obținută la București din unda S, conform relației (2), coincide practic cu aceea obținută la Upsala.

Conduși de indicațiile date de Iu. V. Riznicenko în studiul regimului seismic, am cercetat pentru acest cutremur și soluția planului de falie și starea tensională în focar, continuînd astfel cercetările lui C. Radu în acest domeniu pentru cutremurele intermediare din Vrancea [11], [12], [13], [14].

Importanța studiului unei astfel de probleme crește considerabil în cazul cînd adîncimea focarului $h \geqslant 100$ km, deoarece se vor obține informații foarte prețioase asupra părții superioare a mantalei.

Pentru rezolvarea problemei s-a folosit aceeași metodă ca și în lucrările anterioare, adică metoda lui Honda [15] cu dezvoltările făcute de Ritsema [16]. Soluția a fost obținută pe baza semnului primei deplasări în unda P la 47 de stații seismice (tabela 2).

Semnele deplasărilor în unda P — comprimare C sau dilatare D — au fost obținute folosind chestionare, seismograme sau copii ale acestora. Cu această ocazie mulțumim tuturor cercetătorilor care ne-au trimis datele necesare realizării prezentului studiu.

Rezultatele studiului se pot urmări bine pe diagrama-mecanism (fig. 2).

Poziția punctelor pe diagramă a fost fixată folosind valorile ctg i_h din tabelele lui Hodgson și Storey] 17] pentru $h = 0{,}015\ R$.

Analiza diagramei-mecanism arată că unul din plane, planul b, orientat NV, este bine definit de stațiile Merzhorie (6′●), Ujgorod (9▲) Raciborz (14●), Pruhonițe (19●), Heidelberg (25▲), iar planul a a fost trasat ca să respecte condiția de ortogonalitate $4RR' \cos \Theta = 1$. Rămîn în discordanță stațiile Atena (17●), Abastumani (24●), Groznîi (28●), Kajaani (37▲), Alma-Ata 2 (45▲), Collm (20▲), Jena (21▲) și Vîborg (32●), situații care s-ar putea explica prin citirea nesigură a deplasării pe seismogramă.

Astfel, la stația Atena, în chestionar este notat eiP — comprimare, iar semnele deplasării la stațiile sovietice au fost luate din Buletinul operativ.

Citirea diagramei-mecanism din figura 2 este dată în tabela 3.

Rezultatele prezentate în figura 2 și în tabela 3 ne conduc la următoarele concluzii :

— planele de faliere sînt orientate amîndouă în direcția NV (a — N 39°V și b — N 47 °V);

— planul de acțiune este aproape vertical ($e = 86°$) și orientat N 46° E;

— vectorul nul este aproape orizontal ($e = 4°$) și orientat S 44°E;

— tensiunile de comprimare P au acționat aproape orizontal ($e = 1°$), și orientate N 46°E, adică aproximativ paralel cu direcția zonei epicentrale Vrancea (amintim că, în majoritatea cazurilor, tensiunile de comprimare sînt orientate perpendicular pe curbura Carpaților [14]);

— tensiunile de dilatare T au acționat aproape vertical ($e = 86°$) și orientate S 44°V;

— conform clasificării lui Ritsema [17], cutremurul este de tip V_P (cutremur prin presiune orizontală — faliere inversă), *caracteristică* generală a cutremurelor intermediare din Vrancea cu $h \geqslant 100$ km [12], [14];

Tabela 2

Nr.	Staţia	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Focşani	0,5	146,3	−21,0	C
2	Bacău	0,8	6,0	28,0	C
3	Cîmpulung	1,6	243,1	62,7	D
4	Bucureşti	1,7	197,1	64,7	D
5	Koşov	2,6	333,9	77,3	D
6	Merzhorie	3,4	320,5	82,6	C
7	Timişoara	3,9	266,3	85,3	D
8	Sofia	4,1	218,3	86,2	D
9	Ujgorod	4,1	313,5	86,2	D
10	Belgrad	4,6	258,4	88,2	D
11	Istanbul U.T.I.	5,2	161,4	89,6	D
12	Simferopol	5,3	98,2	+89,3	D
13	Ialta	5,6	109,7	88,3	D
14	Raciborz	7,1	308,2	83,8	C
15	Viena	7,5	291,9	82,8	D
16	Zagreb	7,5	268,9	82,8	D
17	Atena	8,0	197,1	81,7	C
18	Triest	9,1	266,2	79,2	D
19	Pruhoniţe	9,3	300,4	78,8	C
20	Collm	10,6	305,2	76,3	D,cC
21	Jena	11,2	301,5	75,3	D
22	Moscova	12,2	30,8	73,5	D
23	Stuttgart	12,2	289,3	73,5	D
24	Abastumani	12,3	104,6	73,3	C
25	Heidelberg	12,6	292,0	72,8	D
26	Strasbourg	13,2	288,3	71,8	D
27	Copenhaga	13,4	322,7	71,4	D
28	Groznîi	13,8	94,3	70,7	C
29	Roseland	14,1	263,5	70,3	(D)
30	Erevan	14,2	108,0	70,0	D
31	Helsinki	14,5	356,3	69,5	D
32	Vîborg	14,6	3,7	69,3	C
33	Upsala	15,2	341,8	68,2	C
34	Dourbes	15,4	293,4	67,9	C
35	Uccle	15,6	297,0	67,5	C
36	Goris	15,8	107,5	67,0	D
37	Kajaani	18,4	359,5	54,6	D
38	Umeea	18,5	350,7	54,1	C
39	Durham	20,0	306,3	48,9	C
40	Sodankylä	21,4	359,8	47,0	C
41	Apatit	22,2	6,7	46,1	C
42	Toledo	23,1	265,7	45,3	C
43	Kevo	24,1	—	44,5	D
44	Frunze	33,9	102,3	40,3	C
45	Alma-Ata 2	35,8	105,6	38,5	D
46	Ticsi	50,7	23,6	33,8	C
47	Yelou Knife	67,8	—	27,3	C

— indiferent care din planele de faliere *a* sau *b* va fi considerat ca plan de falie, rezultă că ruptura în focar a fost orientată NV, aproximativ perpendicular pe curbură ; ţinînd însă seama de distribuţia amplitudinilor în unda *P*, putem considera planul *b* ca plan de falie.

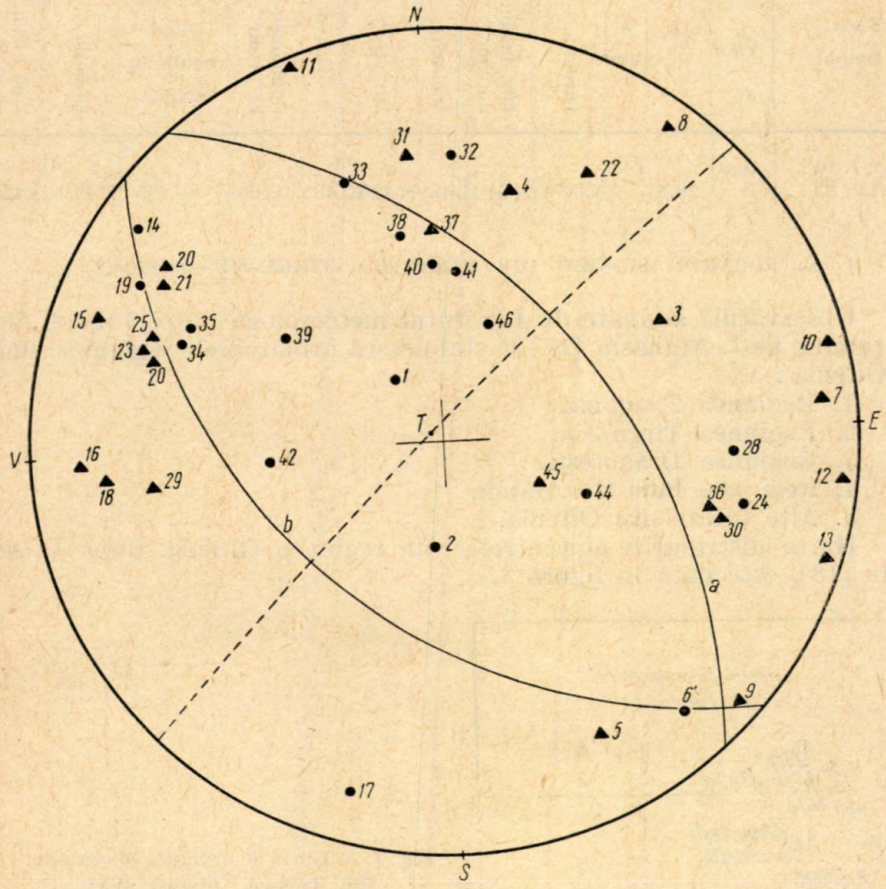


Fig. 2. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1963. I. 14.

Elementele soluţiei planului de falie şi a stării tensionale obţinute pentru acest cutremur, precum şi acelea obţinute anterior, ne vor servi la studiul unor probleme legate de tectonica regiunii Vrancea şi centura seismică „mediterano-transasiatică". O atenţie deosebită trebuie acordată în viitor cutremurelor slabe, dacă este posibil, deoarece starea tensională în cazul cutremurelor puternice caracterizează starea tensională din partea superioară a mantalei, pe cînd în cazul cutremurelor slabe starea tensională poate caracteriza situaţii locale.

Tabe

Cutremurul				Planul *a*							Pla	
							Vectorul de mişcare					
Data şi timpul	φ_N^0	λ_E^0	h km	Direcţia	Dir. înclin. maxime	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Componenta în dir.	Componenta în înclinare	Direcţia	Dir. înclin. maxime
1963. I. 14 $H=18:32$	46,0	26,8	130	N 39°V	N 51°E	46°	N 42°E	46°	0,106	+0,995	N 47°V	S 42° V

B. FOCARUL SEISMIC DIN REGIUNEA TÎRGU-JIU—TOPEŞTI

Observaţiile adunate de Institutul meteorologic între 1890 şi 1916 au condus pe I. Atanasiu [18] să stabilească următoarele regiuni seismice în Oltenia :

1. Regiunea Tismana,
2. Regiunea Tîrgu-Jiu,
3. Regiunea Drăgoteşti,
4. Regiunea Baia de Aramă,
5. Alte focare din Oltenia.

Harta distribuţiei epicentrelor din regiunea Oltenia, după I. Atanasiu [18], este dată în figura 3.

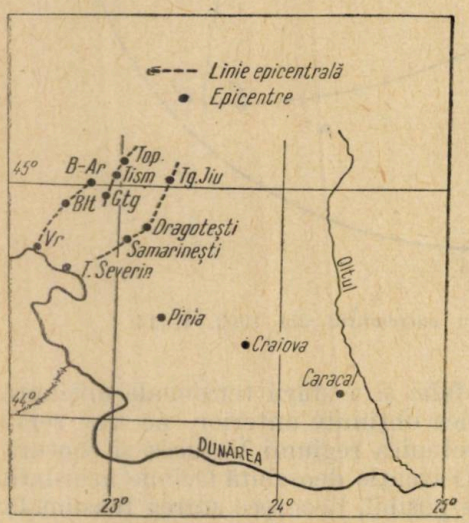


Fig. 3. — Harta distribuţiei epicentrelor din regiunea Oltenia, după I. Atanasiu [18].

Ţinînd seama de scopurile lucrării noastre, vom analiza numai regiunile Tismana şi Tîrgu-Jiu.

la 3

nul *b*					Vectorul nul		Planul de acțiune		Sistemul de tensiuni				Tipul cutremurului	Natura falierii
	Vectorul de mișcare								P		T			
Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Componenta în dir.	Componenta în înclinare	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea		
44°	S 51° V	44°	0,106	+0,995	S 44° E	4°	N 46°E	86°	N 46°E	1°	S 44° V	86°	V_P	inversă

Din lucrarea lui I. Atanasiu [18] rezultă că în cursul celor 25 de ani (1890—1916) de observații regulate au fost notate următoarele cutremure :

1. În regiunea Tismana :

1895.XII.7, $02^h\,29^m$ — cutremur de gradul III, care s-a simțit cu aceeași intensitate la Tismana și la Topești ;

1904.XII.12, 22^h — cutremur de gradul III, care s-a simțit cu aceeași intensitate la Tismana și la Glogova.

Epicentrele din regiunea Tismana se așază pe o linie epicentrală Topești-Tismana-Glogova ; intensitatea maximă I_0 nu depășește trei grade.

2. În regiunea Tîrgu-Jiu :

1905.XI.9, $22^h\,10^m$ — Tîrgu-Jiu ;
XI.13, 07^h — Tîrgu-Jiu, slab ;
1910.I.6, 10^h10^m — Tîrgu-Jiu, gradul III ;
1912.VII.9, $21^h\,46^m$ — Tîrgu-Jiu, gradul V ;
1913.II.13, 23^h10^m — Tîrgu-Jiu, gradul III.

Cutremurul din 1912.VII.9 a fost notat cu aceeași intensitate (gradul V) la Tîrgu-Jiu și la Topești. Epicentrul de la Tîrgu-Jiu se află pe linia epicentrală Turnu Severin — Samarinești — Drăgotești — Tîrgu-Jiu.

Din anul 1916 pînă în prezent dispunem de o singură informație, și anume *cutremurul din 1963.V.4*, $16^h\,48^m$.

Vom studia în continuare cutremurul din 1963.V.4, făcînd în același timp și unele considerații seismotectonice.

Determinarea poziției focarului. Prima informație asupra poziției focarului a fost dată în „Buletinul seismic al stației Timișoara", pe luna mai 1963, care indică : Tîrgu-Jiu, $\Delta = 1{,}5\,°$.

Cercetînd diferitele buletine seismice primite la București, rezultă că cutremurul a fost înregistrat la o serie de stații europene. A fost notată unda *P* la stațiile Timișoara, Cîmpulung, București, Belgrad, Sofia și Praga.

Pentru determinarea poziției epicentrului am aplicat metoda intersecțiilor, folosind înregistrările stațiilor Timișoara și Cîmpulung (fig. 4).

Analiza momentelor de sosire a undelor primare (noi le-am identificat ca fiind P_n) la staţiile Cîmpulung şi Timişoara arată că unda P_n a sosit în acelaşi timp la ambele staţii şi că diferenţa $S_n - P_n = 18{,}0$ s. Rezultă că epicentrul se va găsi pe mediatoarea segmentului Cîmpulung-Timişoara (fig. 4), mediatoare care, aşa cum se observă, trece prin vecinătatea localităţii Topeşti.

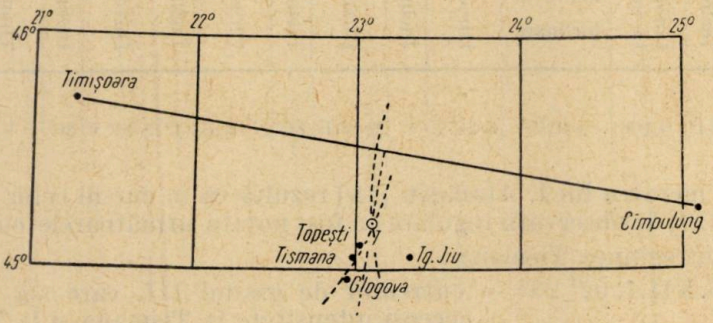


Fig. 4. — Determinarea poziţiei epicentrului cutremurului din 1963. V. 4, $16^h\ 48^m$ prin metoda intersecţiilor.

Diferenţei $S_n - P_n = 18{,}0$ s îi corespunde, conform tabelelor lui H. Jeffreys [19], distanţa epicentrică $\Delta = 1{,}35° = 150$ km.

Epicentrul se va afla deci la intersecţia cercurilor cu centrele în punctele Cîmpulung şi Timişoara şi de rază $R = 150$ km, cu mediatoarea segmentului Cîmpulung-Timişoara.

Rezultă următoarele coordonate geografice pentru poziţia epicentrului :

$$\varphi = 45{,}2° \text{ N},$$

$$\lambda = 23{,}1° \text{ E}.$$

Acest punct este situat în partea de NE a localităţii Topeşti.

Pentru adîncimea focarului, din considerente seismotectonice, vom adopta valoarea de 10 km (prin anologie cu focarul de la Cîmpulung).

Ţinînd seama de cele de mai sus, rezultă că focarul cutremurului studiat se află pe linia epicentrală Topeşti-Tismana-Glogova, la o adîncime de circa 10 km. Din punct de vedere tectonic, focarul este situat în Depresiunea Getică, zonă de cufundare a cristalinului carpatic. Deci regiunea epicentrală se găseşte situată în lungul unui contact tectonic : extremitatea de vest a Depresiunii Getice.

Această depresiune s-a format prin prăbuşirea unei regiuni din faţa arcului carpatic, cu un fundament format din şisturi cristaline, ca şi cel rămas la suprafaţă în zona centrală carpatică. Căderea zonei prăbuşite faţă de cea centrală se apreciază la cîteva mii de metri.

Determinarea magnitudinii. Pentru a determina magnitudinea M am folosit două metode :

1) metoda bazată pe funcțiile de calibrație și
2) metoda bazată pe durata procesului de oscilație.

1. Aplicînd prima metodă, am folosit formula

$$M = \lg \frac{A}{T} - \lg \left(\frac{A}{T}\right)^*,$$

unde pentru funcția de calibrație $-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^*$ am luat valorile date de S. L. Soloviev [9] și V. Karnik [2].

Datele de observație și rezultatele calculelor sînt trecute în tabela 4.

2. Într-o lucrare anterioară, C. Radu [20] a arătat că pentru stația București se poate determina magnitudinea M cu ajutorul relației :

$$M_t = 2{,}12 \lg t + 0{,}0065 \Delta^\circ + 2{,}66, \qquad (6)$$

unde t este durata de oscilație F — eS.

Analiza seismogramei cutremurului din 1963.V.4 arată că durata de oscilație $t = 7^1/_2$ min, valoare care ne conduce la $M_t = 4{,}52$.

Se observă că magnitudinea M_t corespunde cu magnitudinea M_A.

Vom adopta ca magnitudine a cutremurului valoarea $M = 4{,}50$.

Determinarea intensității I_0. Lipsa informațiilor macroseismice nu ne-a permis evaluarea în mod direct a intensității maxime în epicentru, I_0. Vom face acest lucru indirect, adică folosind relația magnitudine-intensitate, $M = f(I_0)$.

Folosind diagrama propusă de S. L. Soloviev în [9], rezultă că în epicentru cutremurul a avut intensitatea $I_0 \approx 6$ grade.

În încheiere vom prezenta activitatea seismică a regiunii Vrancea în perioada 1960—1963. Pentru aceasta am întocmit tabela 5, care cuprinde distribuția cutremurelor carpatice adînci ($h \geqslant 100$ km) pe intervale de magnitudine.

Magnitudinea M pentru cutremurele din perioada 1960—1963 a fost luată din lucrarea lui C. Radu [3].

Energia E s-a calculat cu ajutorul formulelor (3) și (4).

Analiza tabelei 5 arată că în perioada 1960—1963 focarul adînc din Vrancea a eliberat o energie seismică $E = 3{,}93 \cdot 10^{20}$ ergi (relația (3)) sau $3{,}18 \cdot 10^{20}$ ergi (relația (4)); anului 1963 îi revine 26,97% (relația (3)) sau 26,10% (relația (4)).

Primită la redacție la 25 februarie 1965.

---

[2] V. KARNIK, *Circular Letter to the Members of the Sub Comitte and to the Members of the E.S.C.*, Praga, 1962.

[3] C. RADU, *Catalogul cutremurelor carpatice înregistrate la stațiile seismice românești în perioada 1901—1963*, București, 1963 (manuscris).

Tabela 4

Staţia	Δ°	A, μ	T, s	A/T	lg A	lg A/T	$-\lg A^*$	σ (Δ)	M_A	$M_A\|_T$	M_σ	M_1
Bucureşti	2,1	28,10	1,5	18,73	1,449	1,27	(3,8)	3,25	4,45	5,07	4,52	4,80
Raciborz	6,0	5,66	3,4	1,66	0,753	0,22	4,4	4,60	4,35	4,72	4,82	4,77

Tabela 5

Anul	Numărul cutremurelor	Magnitudinea M						Energia E, ergi	
		$M \leqslant 3{,}0$	$3{,}0 < M \leqslant 3{,}5$	$3{,}5 < M \leqslant 4{,}0$	$4{,}0 < M \leqslant 4{,}5$	$4{,}5 < M \leqslant 5{,}0$	$5{,}0 < M \leqslant 5{,}5$	relaţia (3)	relaţia (4)
1960	17	—	4	6	3	1	3	$2{,}32 \times 10^{20}$	$1{,}80 \times 10^{20}$
1961	11	1	2	2	4	2	—	$0{,}21 \times 10^{20}$	$0{,}22 \times 10^{20}$
1962	10	1	3	3	—	3	—	$0{,}34 \times 10^{20}$	$0{,}33 \times 10^{20}$
1963	12	—	—	11	—	—	1	$1{,}06 \times 10^{20}$	$0{,}83 \times 10^{20}$

BIBLIOGRAFIE

1. G. Petrescu, *Détermination approchée des épicentres de quelques séismes enregistrés par les stations du Service Séismologique de Roumanie.* Publ. Obs. Buc. (1944).
2. T. Iosif, *Considerații asupra cutremurelor din Vrancea.* St. cerc. astronomie și seismologie, **III**, *1*, 147 (1958).
3. T. Iosif, C. Radu, *Asupra determinării magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea.* St. cerc. astronomie și seismologie, **IV**, *1*, 261 (1959).
4. C. Radu, *Contribuții la întocmirea catalogului de cutremure carpatice.* St. cerc. astronomie și seismologie, **VI**, *1* (1961).
5. C. Radu, *Contributions à la détermination de la magnitude des tremblements profonds des Carpates.* Revue Roumaine de géologie, géophysique et géographie, séric de géophysique, **8** (1964).
6. D. Enescu, D. Jianu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea la stațiile seismografice românești.* St. cerc. geofizică, **1**, *2*, 277 (1963).
7. C. Radu, *Contributions à l'étude du régime séismique de la région de Vrancea.* Revue Roumaine de géologie, géophysique et géographie, série de géophysique, **8** (1964).
8. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Magnitude and Energy of Earthquakes.* Trans. Amer. Geophys. Union, **37** (1956).
9. С. Л. Соловьев., *Магнитуда землетрясений.* Сб. „Землетрясения в СССР", глава III. Изд. Академий Наук СССР, 1961.
10. C. Radu, *Relația magnitudine — energie pentru cutremurele din Vrancea.* Analele științifice ale Universității „Al. I. Cuza" din Iași, II b, **VIII** (1962).
11. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul* 1940. Analele științifice ale Universității „Al. I. Cuza" din Iași, II b, **VIII** (1962).
12. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul în focar al cîtorva cutremure carpatice.* Analele științifice ale Universității „Al. I. Cuza" din Iași, II b, **VIII** (1962).
13. C. Radu, *Contribuții la soluția planului de falie pentru cutremurele carpatice.* Analele științifice ale Universității „Al. I. Cuza" din Iași. (1963).
14. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon intermediate Earthquake generating stress systems in Vrancea,* B.S.S.A., **54**, 1 (1964).
15. H. Honda, *The Mecanism of the Earthquakes.* Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposium) (1957).
16. A. R. Ritsema, *Earthquake Generating Stress Systems in Southeast Asia.* B.S.S.A., **47** b (1957).
17. J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables Extending Byerly's Fault-Plane Techniques Earthquakes of any Focal Depth.* B.S.S.A., **43**, *1* (1953).
18. I. Atanasiu, *Cutremurele de pămînt din România.* Edit. Acad. R.P.R., București, 1961.
19. H. Jeffreys, *Table for the Near Earthquake Pulses.*
20. C. Radu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor normale din R.P.R.* St. cerc. geofiz. **1**, *1*, 99, (1963).

ASUPRA EXISTENȚEI STRATULUI DE VITEZĂ REDUSĂ ÎN PARTEA SUPERIOARĂ A MANTALEI ÎN ROMÂNIA [1]

DE

T. IOSIF

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

În lucrare se analizează problema existenței stratului cu viteză redusă în partea superioară a mantalei. Dacă un asemenea strat există și în interiorul lui este satisfăcută relația $\frac{dV}{dr} - \frac{V}{r} > 0$, atunci nu se pot obține date directe asupra variației vitezei pe baza observațiilor cutremurelor superficiale. Pentru rezolvarea problemei, sînt necesare observații asupra duratelor de parcurs pentru focare situate în interiorul acestui strat.

Focarele cutremurelor carpatice sînt situate tocmai la adîncimile (80 — 160 km) unde se presupune existența unui asemenea strat.

Pe baza hodografelor undelor seismice longitudinale și transversale, reduse la suprafața corespunzătoare adîncimii focarului, s-a determinat viteza undelor seismice P și S în partea superioară a învelișului pămîntului.

Distribuția vitezelor obținută în interiorul mantalei pămîntului, în regiunea Vrancea, indică o micșorare a vitezelor la adîncimile de 100—150 km. Pentru undele P această micșorare este mică și se află în limitele preciziei de calcul, pentru undele S însă aceasta se exprimă clar, atingînd o valoare de $-0{,}2$ km/s.

Cercetarea structurii interne a pămîntului face obiectul unei întregi serii de ramuri ale geofizicii — printre care seismologia este chemată să dea cele mai precise informații.

Pe baza datelor seismologice obținute la suprafața Pămîntului, se pot trage concluzii despre starea, proprietățile și procesele care se produc în adîncurile Pămîntului. Aceste concluzii se bazează, în principal, pe stu-

[1] Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL.—GEOFIZ.—GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 3, Nr. 1, p. 31—47 BUCUREȘTI 1965.

diul propagării undelor seismice în interiorul Pămîntului. Viteza de propagare a acestor unde se exprimă prin modulii de elasticitate şi densitatea materiei Pămîntului. În acest caz, mărimile iniţiale sînt parametrii cinematici (timpurile de propagare) şi dinamici (amplitudinile şi unghiurile de emergenţă ale undelor seismice). Pe baza distribuirii vitezelor undelor seismice în adîncime şi a caracterului variaţiei densităţii, Pămîntul se poate împărţi în cîteva zone interioare, corespunzătoare schimbărilor deosebite ale proprietăţilor elastice ale mediului. Pentru unele zone, cercetările seismice au dus la obţinerea de rezultate precise, dar pentru alte zone aceste rezultate nu sînt încă suficient de precise.

Pînă în prezent, nu există o părere unanim acceptată asupra structurii învelişului pămîntului — în special a părţii ei superioare. Rămîne ca o problemă controversată existenţa sau inexistenţa în partea superioară a învelişului sau mantalei, a aşa-numitei „limite de 20 grade" şi a „canalului astenosferic" cu valori scăzute ale vitezelor de propagare a undelor seismice de volum.

În studiul structurii, îndeosebi a structurii regionale a stratului superior al mantalei, un aport esenţial îl poate aduce cercetarea cutremurelor profunde.

În Europa sînt cunoscute cîteva regiuni epicentrice de cutremure adînci : în România — la curbura Carpaţilor, în raionul Vrancea ; în bazinul Mării Mediterane — în insulele Cipru, Rodos, Lipari ; precum şi focarul din apropierea coastei de sud a Spaniei, unde, în anul 1954, la 29 martie, s-a produs un puternic cutremur de pămînt cu adîncimea de 630 km.

Pentru noi cutremurele carpatice prezintă un interes deosebit şi de aceea le-am folosit pentru elucidarea problemei controversate a structurii părţii superioare a învelişului Pămîntului.

Relativ la structura părţii superioare a învelişului Pămîntului, există două păreri care, în mod diferit, explică „limita de 20 grade". Unii cercetători — în frunte cu H. Jeffreys [1] — interpretează mărirea curburii hodografului la distanţa epicentrică $\Delta \sim 20^\circ$ ca o consecinţă a creşterii accentuate a vitezei undelor seismice la adîncimile de 200—500 km, pînă unde pătrund razele seismice ce ies la suprafaţă la distanţele epicentrice de aproximativ 20 °. După aceşti autori, la această adîncime, viteza variază foarte repede, dar continuu, iar gradientul ei suferă o variaţie bruscă.

La această concluzie au ajuns Jeffreys [2], Lehman [3], Jeffreys şi Bullen [4], în urma studiului hodografelor undelor seismice P şi S la distanţele epicentrice de aproximativ 20°, unde s-a observat o scădere bruscă a derivatei.

După părerea altor cercetători, în frunte cu B. Gutenberg [5], „limita de 20 grade" este legată de existenţa stratului cu viteză redusă a undelor seismice la adîncimea de aproximativ 100—350 km, unde gradientul vitezelor variază însă în mod continuu. Această concluzie este fondată mai ales pe studiul amplitudinilor undelor seismice longitudinale şi transversale, care scad de la cîteva grade pînă la 15°—18° distanţe epicentrice [6]. La aceste distanţe amplitudinile undelor P şi S cresc în mod brusc.

Dacă sub limita lui Mohorovicic există un strat cu viteză redusă, atunci lărgimea „zonei de umbră" se va micșora treptat cu creșterea adîncimii focarului pînă cînd adîncimea acestuia va depăși adîncimea stratului cu viteză redusă [7], [8], [9].

În ultimul timp, părerea existenței stratului cu viteză redusă pentru $\Delta = 15°$ și părerea creșterii vitezei pentru $\Delta \sim 20°$ tind să se unească și să se întregească. Conform hodografului corectat al lui Jeffreys, punctul de curbare puternică a hodografului trebuie deplasat spre 18° [10], iar după Gutenberg, noua ramură care corespunde undelor ce se propagă sub stratul de viteză redusă apare la distanța de 17°. S-a făcut presupunerea că limita cea mai distinctă în partea superioară a mantalei poate fi limita inferioară a stratului de viteze reduse [11]. Imediat sub acest strat, la adîncimea de 400—500 km, gradientul vitezei crește cu adîncimea, ceea ce a fost observat și de B. B. Golitzin, după unghiurile de ieșire ale undelor seismice [12].

Cercetarea noastră constă în faptul de a lămuri caracterul variației vitezei de propagare a undelor seismice cu adîncimea în manta, acordîndu-se o atenție deosebită problemei existenței sau inexistenței stratului de viteză redusă. Metoda principală pentru determinarea dependenței vitezelor undelor elastice de adîncime, în interiorul Pămîntului, este metoda Herglotz-Wiechert [13], în care se utilizează următoarele formule [14]:

$$\ln \frac{R}{r_1} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\theta_1} \operatorname{arch} \frac{p(\theta)}{p(\theta_1)} \, d\theta, \tag{1}$$

$$\frac{dT}{d\theta} = p = \frac{r_P}{V(r_P)} \tag{2}$$

unde R este raza Pămîntului, r — raza punctului de afundare maximă a traiectoriei undei seismice ce iese la suprafața pămîntului la distanța epicentrală θ_1, $V(r_P)$ viteza la adîncimea de scufundare maximă a razei, $p(\theta_1)$ derivata hodografului $T(\theta, h)$ la distanța epicentrală θ_1, $p(\theta)$ derivata în punctele curente ale hodografului.

Ecuația (1) pentru un θ_1 dat, determină pe r_1. Executînd o serie de asemenea integrări numerice, se determină r_1 ca funcție de $p(\theta_1)$, prin urmare și V, sub forma funcției $r_1/V(r_1)$.

Viteza crește cu adîncimea atît pentru undele P, cît și pentru undele S. Dacă, începînd de la o adîncime oarecare, viteza se micșorează cu adîncimea atît de repede încît

$$\frac{dV}{dr} - \frac{V}{r} > 0, \tag{3}$$

unde V este viteza, r distanța de la centrul Pămîntului, atunci metoda Herglotz-Wiechert nu permite să se determine distribuirea vitezelor la acele adîncimi, pentru care are loc inegalitatea (3). În acest caz, la suprafața pămîntului va avea loc așa-numita „zonă de umbră seismică", în care se observă numai slabe unde difractate. Aceasta înseamnă că dacă

stratul de viteze reduse există şi în el este satisfăcută inegalitatea (3), atunci, pe baza observaţiilor duratelor de parcurs ale undelor provenite de la cutremurele superficiale, nu se pot obţine informaţii directe asupra variaţiei vitezei în acest strat. Datele referitoare la duratele de parcurs ale undelor seismice P şi S, care se reprezintă prin linii drepte pînă aproape de $\Delta \sim 15°$, nu permit o determinare directă a vitezelor ca funcţie de adîncime. Problema nu poate avea o rezolvare unică. O rezolvare acceptabilă se poate obţine însă prin alegerea cîtorva variante care să satisfacă hodograful experimental [15], [16], [17].

Conform hodografului corectat al lui Jeffreys pentru Europa [10], micşorarea vitezei cu adîncimea este cu puţin mai mare decît aceea care satisface relaţia limită $\frac{dV}{dr} = \frac{V}{r}$, astfel că distribuţia vitezelor se poate determina cu o precizie suficientă folosind ecuaţia Wiechert-Herglotz.

Totuşi, în prezent există noi metode care confirmă ipoteza că la o adîncime oarecare, vitezele—atît ale undelor longitudinale cît şi ale celor transversale în special — se micşorează, începînd de la limita Mohorovici sau de la o adîncime ceva mai mare [18] — [23].

Se poate socoti că limita inferioară a stratului cu viteze reduse se află aproximativ la adîncimea la care viteza începe să atingă o valoare egală cu aceea care se observă sub limita lui Mohorovicic sau în apropierea nivelului ei, limită unde viteza începe să scadă [24]. Această adîncime variază în limite foarte largi şi în medie se găseşte la aproximativ 200 — —300 km.

Pentru cercetările noastre, este importantă adîncimea unde se observă minimum de viteze, adică unde gradientul $\frac{dV}{dr}$ schimbă de semn. Această adîncime este diferită pentru diferite regiuni şi se află la adîncimi în limite de la 80 la 150 km. Mai jos de această adîncime, condiţia $\frac{dV}{dr} \leqslant \frac{V}{r}$ va fi întotdeauna îndeplinită.

Pentru obţinerea vitezei în funcţie de adîncime în mantaua superioară este necesar să se dispună de observaţii asupra duratelor de parcurs de la focare care se află situate în interiorul stratului de viteze reduse.

Dacă construim şi reducem hodograful undelor seismice P şi S la suprafaţa corespunzătoare adîncimii focarelor, atunci ne vom găsi în condiţiile aplicabilităţii metodei Wiechert-Herglotz, deoarece la o adîncime mai mare de 160 km inegalitatea (3) îşi pierde valabilitatea.

O primă indicaţie asupra existenţei şi adîncimii stratului de viteze reduse în raionul Vrancea a dat-o N. V. Sebalin [26], găsind că aceasta se află în jurul a 100 km.

T. Iosif [27] a studiat mărimea $A = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S}$ ca funcţie de adîncimea focarelor pentru cutremurele carpatice. Mărimea A a fost determinată pentru diferite cutremure ale căror focare aveau adîncimi de la

20 pînă la 160 km și atinge o valoare maximă la adîncimea de 90 km. La această adîncime, se află limita superioară a stratului de viteze reduse.

Cercetările noastre confirmă faptul că pentru hodografele reduse la suprafața corespunzătoare adîncimii focarului folosirea metodei Wiechert-Herglotz este pe deplin justificată.

Datele cutremurelor adînci carpatice le-am folosit pentru construirea hodografelor la adîncimi diferite. Focarele acestor cutremure se află la adîncimi între 80 și 160 km [25].

Subliniem că singularul focar seismic din Vrancea, aflat la frontiera dintre catenele alpine ale Carpaților Orientali și curbura precarpatică, are acea particularitate că toate cutremurele adînci, care se produc aici, sînt situate pe o suprafață relativ mică (26,°2—26°8 E; 45,°4—46°1 N), care se întinde în direcția SV — NE [25], [28].

În limitele curburii precarpatice, sînt dispuse și epicentrele cutremurelor cu mici adîncimi ce se întind de la Rm. Sărat spre nord, pînă la Tecuci [29]. Coordonatele epicentrelor acestor cutremure se deosebesc foarte puțin de coordonatele epicentrelor cutremurelor adînci, însă prin natura lor formează o zonă distinctă.

Este cunoscut că aproape toate epicentrele cutremurelor puternice, care au avut loc în România, sînt situate la curbura Carpaților. După număr și intensitate, ele determină caracteristica generală a seismicității sud-estului României și a regiunii sud-vestice a U.R.S.S.

În perioada 1935—1964, în zona indicată s-au produs aproape 450 cutremure adînci. Anual aici se produc cîteva cutremure relativ puternice, ce sînt simțite și pe teritorii învecinate pe suprafețe apreciabile. Cutremurele adînci slabe (sub gradul de intensitate macroseismic IV), înregistrate de aparatele stațiunilor seismice apropiate, se produc în acest raion cu o frecvență de 10—20 ori pe an. O particularitate a înregistrării cutremurelor adînci la stațiile seismice românești o constituie prezența clară a intrărilor fazei *S* și asemănarea dintre aspectul înregistrărilor majorității cutremurelor.

În cazul folosirii formulei Wiechert-Herglotz, pentru interpretarea undelor seismice la suprafața pămîntului, se presupune că focarul cutremurelor și punctele de observație se găsesc la unul și același nivel. De aceea, de obicei se calculează corecțiile pentru adîncimea focarului și apoi se ia în considerație noul hodograf recalculat pentru suprafața pămîntului. Pentru cutremurele profunde, cînd asemenea corecții sînt mari, formula lui Wiechert-Herglotz se poate folosi și pentru suprafețele ce se găsesc dispuse la adîncimi diferite în interiorul pămîntului.

Pentru studiul nucleului Pămîntului, K. Wadati și K. Masuda [30] a propus o metodă care permite reconstruirea hodografului la suprafața nucleului.

Metode asemănătoare au fost folosite și pentru alte nivele. În lucrările [31], [32] hodografele undelor seismice longitudinale ale cutremurelor adînci au fost reduse la nivelul corespunzător adîncimii focarelor și la suprafața pămîntului.

În lucrarea de față, folosind un procedeu analog acestor cercetări, am construit hodografele undelor seismice la nivelul focarelor cutremurelor adînci din Carpați.

Pentru construirea hodografelor la suprafețele corespunzătoare adîncimilor focarelor și la suprafața terestră, este necesar ca pentru hodografele undelor directe P și S și a celor reflectate la suprafața pămîntului pP și sS, în cazul cutremurelor adînci, să se aleagă perechi de raze seismice cu aceleași unghiuri de emergență și să se cunoască distanțele epicentrice și duratele de parcurs corespunzătoare lor. Dispunînd de hodografe de observație, se pot alege astfel de distanțe epicentrice la care undele seismice au una și aceeași viteză aparentă $\overline{V}_0 = \left(\frac{\mathrm{d}\Delta}{\mathrm{d}t}\right)_0$ la suprafața pămîntului, sau unghiuri de incidență egale.

Pe hodograf, aceste distanțe corespund punctelor cu valori egale ale derivatei. În cazul cînd focarul este situat la adîncimea $h = R - r$, hodograful va avea două tangente paralele, la distanțele epicentrice apropiate și depărtate. Alegînd derivate cu valori egale de la distanțele epicentrice apropiate și îndepărtate și adăugînd sau scăzînd după aceea distanțele epicentrice și duratele de parcurs corespunzătoare, reconstruim hodograful la suprafața corespunzătoare nivelului focarului și la suprafața pămîntului. În ambele cazuri sursa se va găsi pe suprafața de reducere.

Pentru recalcularea hodografului este necesară cunoașterea derivatelor hodografelor de bază. După cum se știe, hodograful reprezintă dependența duratelor de parcurs ale undelor seismice de distanța epicentrică. Deoarece acesta apare ca o funcție empirică care nu numai că se prezintă printr-o serie de puncte, ci conține și erori de observație, metodele obișnuite de diferențiere numerică nu sînt aplicabile direct [33], [34]. În general, în cazul diferențierii numerice a hodografelor empirice apar mari greutăți practice, care — în unele cazuri — pot duce la rezultate îndoielnice (datele empirice conțin uneori erori apreciabile). De aceea, metodele de diferențiere numerică se aplică numai după ce rezultatele observațiilor vor fi egalizate în mod static. O astfel de egalizare duce la faptul că se obține numai o reprezentare generală asupra structurii interiorului pămîntului, lipsită de detalii. În această situație este greu de apreciat influența erorilor derivatei.

Drept funcție de aproximare a curbei hodografului sau a porțiunilor lui s-a folosit parabola de ordinul n, liniară în raport cu coeficienții necunoscuți [35], [36]:

$$t = \sum_{i=0}^{i=n} a_i \Delta^{(i)}, \quad i = 1,2, \ldots, n. \tag{4}$$

Aici t este timpul de parcurs, iar Δ distanța epicentrică.

Pentru ca funcția analitică să descrie bine șirul de observații empirice, se poate schimba gradul parabolei sau lungimea intervalului sau și una și alta. Încercările noastre au arătat că parabola cu grad mai mare ca 3 nu este necesară, întrucît coeficientul a_i, în cazul $n > 3$, este mic.

De aceea, am folosit o reprezentare pe intervale cu ajutorul parabolei de gradul 3 sub forma

$$t_i = f(\Delta) = a_0 + a_1 \Delta_i + a_2 \Delta_i^2 + a_3 \Delta_i^3, \tag{5}$$

unde t_i este durata de propagare a undei seismice pînă la stație, iar Δ_i distanța epicentrică corespunzătoare stației. Cele mai favorabile intervale de distanțe s-au dovedit a fi $\Delta < 3°$; $3° < \Delta < 19°$; $19° < \Delta < 85°$. Pe aceste intervale, hodograful calculat concordă destul de bine cu observațiile.

Din toate cutremurele adînci, cu magnitudinea $M > 5$ care au avut loc în cursul ultimilor 35 ani, în regiunea Vrancea, noi am ales 20 și din nou am determinat coordonatele focarelor și ora la origine.

Pentru șapte din aceste cutremure, ale căror focare se situează în intervale de adîncimi de la 80 la 160 km, am redus hodocronele undelor seismice P și S la suprafața corespunzătoare adîncimii focarelor (tabela 1).

Tabela 1

Nr.	Data	Ora la origine	Adîncimea focarului (km)
1	7. XI. 1945	$15^h\ 48^m\ 26^s,0$	85
2	9. XII. 1945	06 08 46,0	90
3	22. X. 1940	06 37 00,0	125
4	10. XI. 1940	01 39 08,5	135
5	29. V. 1948	04 48 56,5	140
6	13. X. 1960	02 21 26,0	155
7	1. XI. 1929	06 57 23,0	160

În calcule s-au luat în considerație numai acele observații, care nu ies din mersul general al hodografului.

Cu ajutorul relațiilor de mai sus, pe porțiunile indicate ale distanțelor epicentrice s-a calculat valoarea hodografului din grad în grad. În acest fel, dintr-o dată s-a obținut derivata $p(\Delta)$ a hodografului.

Ca rezultat, au fost construite curbele derivatelor hodografelor $dt/d\Delta$ ca funcție de Δ.

În practică apar însă unele dificultăți. Dacă stratul cu viteză redusă, mai jos de adîncimea focarelor considerate, nu există (ceea ce se presupune), atunci hodograful reprezintă o funcție continuă cu distanța epicentrică.

Curba derivatei hodografului cutremurelor adînci trebuie să satisfacă următoarele condiții :

a) pentru $\Delta = 0$, $dt/d\Delta = 0$, adică curba derivatei începe în originea coordonatelor și

b) atinge valoarea maximă la distanța epicentrică ce corespunde punctului de inflexiune a hodografului; $dt/d\Delta = \max.$ pentru $\Delta = \Delta_{pct.\ inflex.}$

Întrucît analitic, la aproximarea hodografelor, această condiție este greu de îndeplinit, noi am realizat-o pe cale grafică. Drept control al exactității calculelor a servit faptul că prin integrarea derivatelor trebuia să se obțină chiar hodograful inițial.

Pentru majoritatea cutremurelor derivata $dt/d\Delta$ atinge valoarea maximă la distanțele $\Delta = 4°-7°$ pentru undele P (13,5—13,7 s/grad) și la distanțele $\Delta = 5°-8°$ pentru undele S (24,8—25,9 s/grad).

La efectuarea diferenţierii hodografelor iniţiale, originea pentru calculul duratelor de parcurs se poate lua arbitrar, întrucît în polinoamele de aproximaţie aceasta intră în termenul constant a_0. Din compararea hodografului recalculat la suprafaţa pămîntului cu hodograful îndeobşte folosit — construit pentru $h = 0$ se poate determina ora de origine în focar, reală, în medie pentru punctele de observaţie situate la toate distanţele epicentrale existente.

La hodografele reduse la sfera corespunzătoare nivelului adîncimii focarelor s-a aplicat formula de integrare Wiechert-Herglotz. Calculul vitezelor în interiorul pămîntului a fost făcut pentru cele şapte cutremure indicate în tabela 1.

Studiul hodografelor raportate la suprafaţa pămîntului şi la nivelul adîncimii focarelor permite să se facă unele observaţii generale.

a) Pentru cutremurul din 9.XII.1945, cu adîncimea de $h = 90$ km timpul de propagare a undelor seismice *S*, obţinut pentru suprafaţa pămîntului, la distanţa epicentrală 10°—13°, nu diferă de timpul de propagare al undelor seismice *S*, ce corespunde hodografului construit la nivelul focarului, la aceeaşi distanţă epicentrică. Prin urmare, duratele de parcurs ale undelor seismice transversale *S*, provenite de la un cutremur care se găseşte la suprafaţa pămîntului, sau la nivelul focarului $h = 100$ km, sînt egale pentru distanţa epicentrică de 10°—13°. Aceasta înseamnă că razele seismice sînt egale şi distribuţia vitezelor undelor *S* în stratul superior al pămîntului, mai sus de adîncimea focarului, este aceeaşi ca şi în stratul mai adînc de focar cu 100 km ($h = 200$ km de la suprafaţa pămîntului). Aceasta este o indicaţie a existenţei stratului cu viteze mici la adîncimea de 100—200 km.

b) Compararea hodografelor undelor *S*, obţinute de noi pentru suprafaţa pămîntului, cu hodograful teoretic pentru $h = 0$, duce la observaţia că, pentru cutremurele 7.IX.1945; 9.XII.1945; 1.XI.1929, hodografele undelor sînt deplasate după timpul de propagare cu o valoare de 3—4 s. Undele *S* se comportă astfel, ca şi cum ele s-ar produce în momente ce diferă de momentul producerii undelor *P* cu o mărime variabilă. Dacă ora iniţială în focar pentru unda *P*, pe baza căreia s-au determinat coordonatele focarului şi ora la origine, este H_P, atunci pentru unda *S* această oră trebuie să fie

$$H_S = H_P + 3^s \quad (\text{sau } 4^s).$$

Observaţii asemănătoare au fost făcute şi de către Jeffreys şi Bullen la prelucrarea tabelelor duratelor de parcurs ale undelor seismice *S* [1], precum şi de către Lehman şi Plett la analiza cutremurelor din Peru de la 18.VI.1928 şi din insulele Marianne de la 24.X.1930 [37]. Aceasta se poate explica prin fenomenul şocurilor multiple — adică cutremurul nu constă dintr-un singur şoc, ci din cîteva, ce se succed la intervale de trei patru secunde şi cînd şocul următor este mai puternic decît primul. În acest caz, pentru undele *P* se observă primul impuls, corespunzător primului şoc, iar undele *S* se identifică cu impulsul mai puternic al celui de-al doilea şoc.

Pe de altă parte, întrucît această deosebire se observă pînă la distanţa epicentrală de $\sim 40°$, observaţia amintită mai sus se poate pune în

legătură și cu prezența stratului cu viteze reduse, care, pentru undele S, în regiunea dată, se exprimă mai clar decît pentru undele P și sînt reflectate și de hodograf.

★

Valorile duratelor de parcurs ale hodografelor recalculate sînt obținute la intervalele Δ neegale. Este însă foarte indicat ca în formulele de

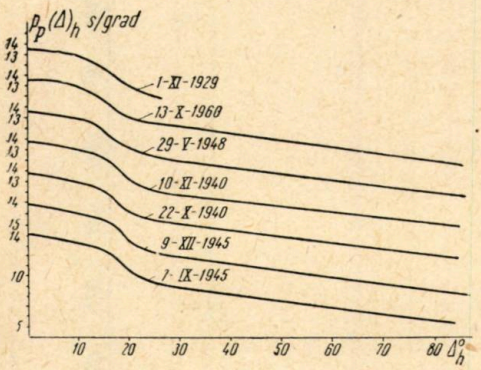


Fig. 1 *a*

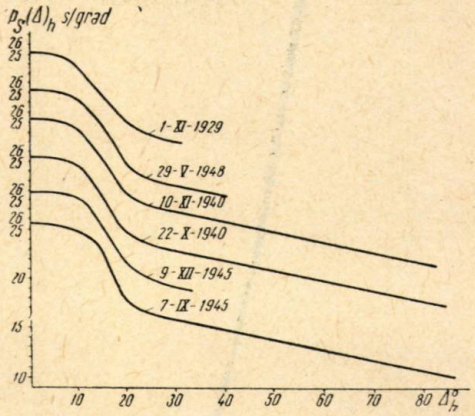


Fig. 1 *b*

calcul numeric pentru determinarea vitezelor undelor seismice în interiorul pămîntului să se folosească intervale constante. De aceea, a fost necesar să se diferențieze din nou hodografele obținute. Derivarea hodografelor a fost făcută folosind același procedeu indicat mai sus, cu condiția ca prin integrare să se obțină valorile hodografului inițial, pentru orice distanță epicentrică. În figura 1 sînt reprezentate curbele derivatelor $p_h\ (\Delta) = \left(\frac{dt}{d\Delta}\right)_h$ ale hodografelor cutremurelor de pămînt studiate, recalculate la suprafața focarului.

În figura 1 curbele $p_h\ (\Delta)$ sînt deplasate pe ordonată pentru fiecare cutremur cu 3 secunde.

Subliniem că derivata hodografului în epicentru, pentru $\Delta = 0$, nu este egală cu zero $\left(\left(\frac{dt}{d\Delta}\right)_{h=0} \neq 0\right)$ și că are o valoare determinată, după cum se vede din figura 1. Mărimea $p_h\ (\Delta)$ pentru unda P variază pentru $\Delta = 0$ de la 14,04 s la 1°, pentru adîncimea focarului $h = 90$ km, pînă la 13,53 s la 1°, pentru adîncimea focarului de 160 km. Aceasta scade treptat, iar la distanța epicentrală de 80° atinge o valoare de la 5,70 la 5,46 s la 1°. Pentru unda S, valorile corespunzătoare variază de la 25,15 la 25,70 s la 1° pentru $\Delta = 0$, pînă la 10,43—10,80 s la 1° în jurul distanței epicentrale de 80°.

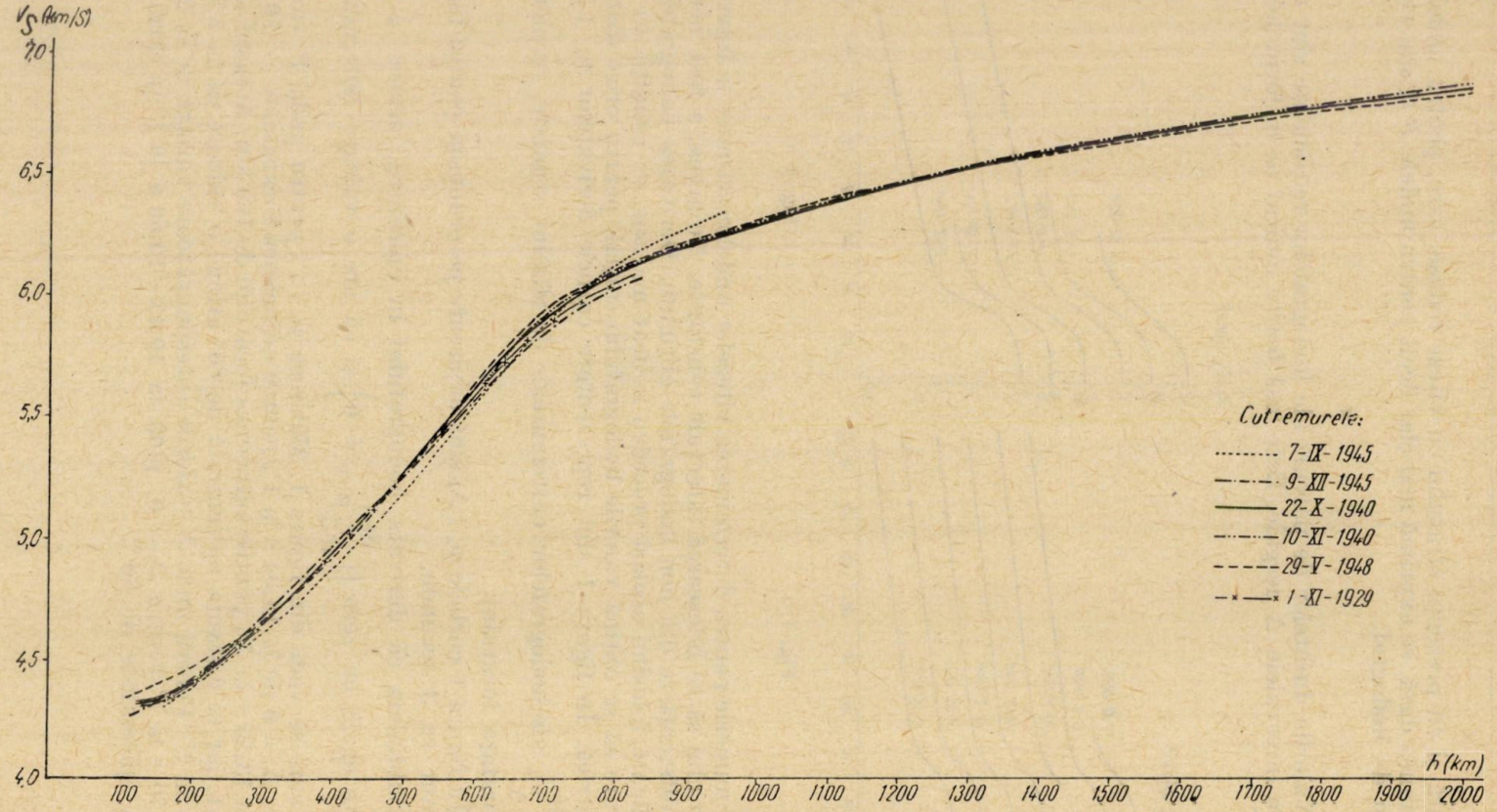

v_s (km/s)
7,0
6,5
6,0
5,5
5,0
4,5
4,0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
h (km)
Cutremurele:
7-IX-1945
9-XII-1945
22-X-1940
10-XI-1940
29-V-1948
1-XI-1929

Fig. 3

Scăderea rapidă a gradientului $\left(\frac{dt}{d\Delta}\right)_h$ se remarcă pentru undele P la distanțele epicentrale de la 12—15 ° pînă la 23°, iar pentru undele S, la distanțele epicentrale 8—23 °, corespunzătoare sferei $R - h$.

Valorile vitezelor undelor seismice obținute pentru învelișul pămîntului, pe baza celor 7 cutremure considerate, aplicînd relația (1), sînt reprezentate grafic în figura 2 pentru undele P și în figura 3 pentru undele S.

În cazul determinării vitezei undelor seismice folosind hodografele reduse la suprafața pămîntului, intervin unele greutăți. Toate curbele obținute pentru undele P încep la distanțele epicentrice de 10°—15°. Pentru extrapolare este necesar să se cerceteze cutremurele superficiale din regiunea respectivă. În cazul folosirii hodografului cutremurelor superficiale, sînt posibile cazuri cînd, din cauza prezenței stratului cu viteze reduse, condiția (3) să nu fie îndeplinită. În acest caz, rezultatele obținute nu oglindesc condițiile reale ale propagării undelor seismice în partea superioară a mantalei.

Compararea vitezelor de propagare ale undelor seismice, obținute pe baza cutremurelor individuale, arată că valorile acestora concordă satisfăcător între ele. Diferențele dintre valorile vitezelor obținute pentru diferite cutremure, la unul și același nivel, nu depășesc valoarea $\pm 0{,}1$ km/s. Precizia valorii vitezei la diferite adîncimi depinde în primul rînd de precizia de aproximare a hodografului pe toată întinderea lui. Erorile posibile în determinarea adîncimii focarului influențează de asemenea asupra mărimii vitezei de propagare a undelor seismice în interiorul pămîntului, deoarece valoarea adîncimii focarului se răsfrînge direct asupra determinării distanței epicentrice unghiulare și a timpului de propagare :

$$v(r) = \frac{\Delta(r)}{dt} \text{ km/s} \qquad (6)$$

Împrăștierea observată în valorile vitezelor undelor seismice, obținute după datele cutremurelor studiate individual, se pot considera ca un rezultat al influenței celor două erori indicate. În afară de aceste erori, neconcordanța în valoarea vitezelor undelor seismice se poate explica și prin aceea că cutremurele ce au loc la diferite adîncimi se află în condiții diferite în raport cu nivelul critic $\frac{dV}{dr} = \frac{V}{r}$, dacă acest nivel există în realitate.

După cum se vede din figurile 2 și 3, în general, viteza de propagare a undelor longitudinale și transversale în manta, mai jos de adîncimea focarului, crește cu adîncimea. Începînd cu adîncimea de 730 km, se observă o scădere bruscă a creșterii vitezei cu adîncimea. După cum este cunoscut, la această adîncime se află focarele celor mai adînci cutremure de pămînt (720 km în centura Pacifică). La adîncimi mari, gradientul vitezei undelor transversale depășește gradientul vitezei undelor longitudinale. Aceasta este o dovadă a faptului că rezistența mediului datorită schimbării de

volum este mai mare decît rezistența mediului, datorită schimbării formei. Caracteristica calitativă a acestui fapt se exprimă prin relația

$$\frac{k}{\mu} = \left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - \frac{4}{3}. \tag{7}$$

După datele lui Jeffreys, raportul $K = \frac{V_P}{V_S}$, în înveliș, crește în mod monoton de la 1,79 la adîncimea de 100 km, pînă la 1,87 la adîncimea de 2 000 km. După datele cutremurelor carpatice, raportul $\frac{V_P}{V_S}$ crește la început, atinge un maximum la adîncimea de aproximativ 200 km, după care scade treptat pînă la adîncimea de 700—800 km; mai departe, acesta crește din nou. Cele spuse sînt ilustrate în figura 4, care reprezintă funcția $K = f(\Delta)$ pentru cutremurul din 22.X.1940.

Maximul raportului $\frac{V_P}{V_S}$, de la adîncimea de ~200 km, este legat de micșorarea vitezei în stratul cu viteze reduse. Aceasta are loc datorită faptului că viteza undelor transversale scade mai repede decît viteza undelor longitudinale. Începînd cu adîncimea de 200 km, pînă la adîncimea de 730 km, gradientul de creștere a vitezei undelor transversale este mai mare decît gradientul vitezelor undelor longitudinale.

Din vitezele obținute pentru cutremurele individuale s-au construit curbele vitezelor medii. Valorile medii ale vitezelor au fost găsite ca media aritmetică a mărimilor valorilor individuale ale vitezelor la adîncimea dată. Excepție formează partea curbei pentru undele P, care se referă la adîncimile pînă la 200 km. Pe această porțiune, curba a fost trasată prin valorile din vecinătatea focarelor, deoarece mărimile obținute la aceste adîncimi se presupun a fi cele mai juste. Valorile medii ale vitezelor undelor longitudinale V_P și transversale V_S sînt date în tabela 2 și reprezentate în figura 5.

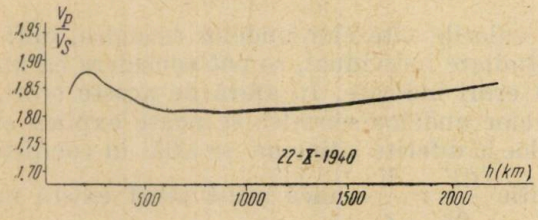


Fig. 4

Pe aceste figuri de asemenea sînt trasate și valorile vitezelor undelor longitudinale P și a celor transversale S după datele lui Jeffreys [5] (curbele punctate) la adîncimile de 33—2300 km și după datele lui Gutenberg [24], pentru adîncimile pînă la 600 km.

Pe baza studiului vitezelor undelor elastice obținute din hodograful Jeffreys-Bullen și a schimbării densității în interiorul pămîntului, Bullen [38] a propus împărțirea pămîntului în cîteva zone pe adîncime, indicate prin litere de la A la G. Din aceste zone, mantaua include trei regiuni B, C, D', D''.

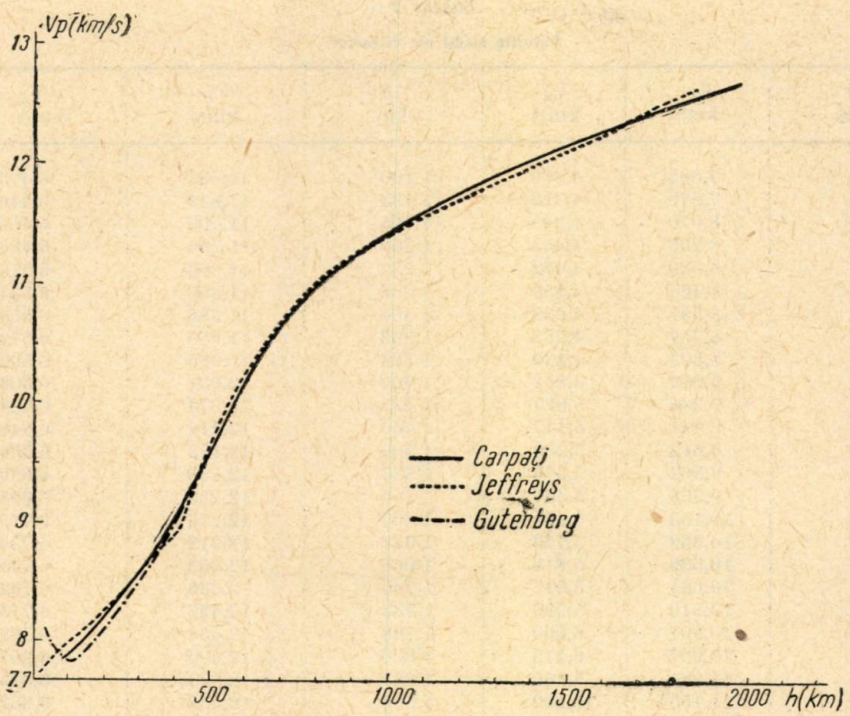

Vp(km/s)
13
12
11
10
9
8
7.7
500
1000
1500
2000
h(km)
Carpați
Jeffreys
Gutenberg

Fig. 5 *a*

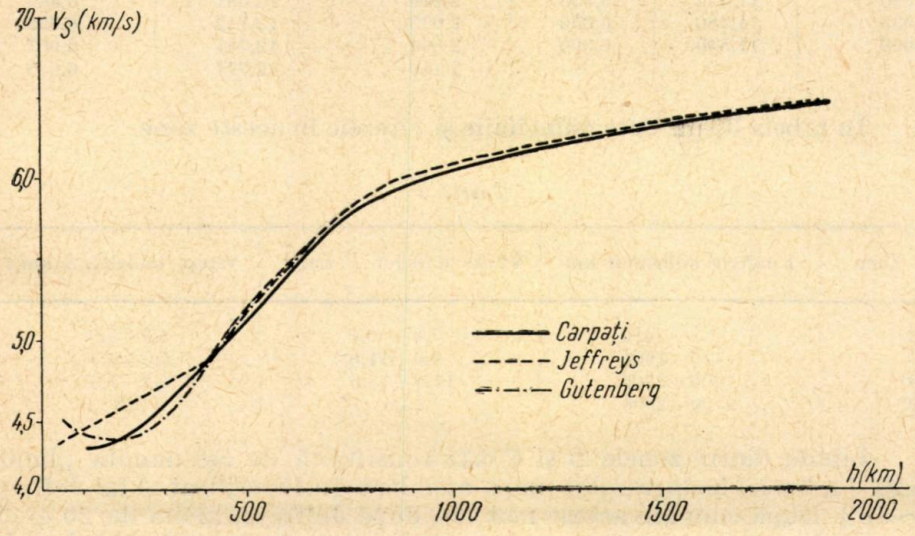

7,0
Vs (km/s)
6,0
5,0
4,5
4,0
500
1000
1500
2000
h(km)
Carpați
Jeffreys
Gutenberg

Fig. 5 *b*

Tabela 2

Valorile medii ale vitezelor

h km	V_P km/s	V_S km/s	h km	V_P km/s	V_S km/s
100	7,885	4,300	1 100	11,595	6,413
133	7,970	4,312	1 133	11,649	6,440
166	8,070	4,345	1 166	11,700	6,463
200	8,200	4,403	1 200	11,750	6,488
233	8,330	4,472	1 233	11,803	6,513
266	8,460	4,550	1 266	11,850	6,534
300	8,597	4,639	1 300	11,888	6,553
333	8,737	4,732	1 333	11,955	6,572
366	8,893	4,830	1 366	11,985	6,592
400	9,059	4,852	1 400	12,031	6,608
433	9,236	5,027	1 433	12,074	6,628
466	9,421	5,147	1 466	12,114	6,646
500	9,612	5,256	1 500	12,153	6,666
533	9,802	5,375	1 533	12,198	6,680
566	9,998	5,487	1 566	12,233	6,698
600	10,183	5,605	1 600	12,276	6,715
633	10,369	5,713	1 633	12,312	6,733
666	10,539	5,818	1 666	12,353	6,745
700	10,684	5,915	1 700	12,388	6,762
733	10,810	5,995	1 733	12,423	6,778
766	10,907	6,060	1 766	12,458	6,790
800	10,997	6,115	1 800	12,490	6,807
833	11,081	6,160	1 833	12,523	6,815
866	11,155	6,202	1 866	12,557	6,832
900	11,227	6,235	1 900	12,589	6,847
933	11,293	6,272	1 933	12,620	6,860
966	11,358	6,303	1 966	12,700	6,868
1 000	11,422	6,333	2 000	12,681	6,885
1 033	11,480	6,356	2 033	12,712	6,895
1 066	11,540	6,390	2 066	12,741	6,907
			2 100	12,771	6,915

În tabela 3 sînt date adîncimile şi vitezele în aceste zone.

Tabela 3

Zona	Limitele adîncimii km	Viteza undelor P km/s	Viteza undelor S km/s
B	33— 410	7,8— 9,0	4,5—5,0
C	410—1000	9,0—11,0	5,0—6,4
D'	1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3
D''	2700—2900	13,6	7,3

Limita dintre zonele B şi C este constituită de aşa-numita „limită de 20°" a buclei hodografului (după noul hodograf rectificat al lui Jeffreys $\Delta \sim 18°$). După cum am arătat mai sus, după Jeffreys, limita de 20 grade corespunde razelor seismice ce pătrund pînă la adîncimea de 410 km. La

această adîncime, viteza variază repede, însă continuu, iar gradientul dV/dr suferă un salt brusc. Mai departe, gradientul vitezei scade treptat pînă la adîncimea de 900—1 000 km unde se află limita dintre zonele *C* și *D*. În zona *D*, pînă aproape de limita nucleului exterior, gradientul este în mod practic constant. La adîncimile de 900—1 000 km viteza variază lin.

Spre deosebire de Jeffreys, Gutenberg [24], [5] socotește că „limita de 20 grade" nu există și că dependența undelor elastice de adîncime se exprimă prin curbe continui. El admite că limita dintre regiunile *B* și *C* se află la adîncimea de 100—200 km și că ea este rezultatul prezenței stratului cu viteze reduse ale undelor seismice. La adîncimea de 900—1 000 km gradientul de creștere a vitezei descrește brusc sau prin salt sau, în orice caz, suficient de repede, astfel că, la această adîncime, poate exista „o limită de discontinuitate de ordinul doi". Valorile vitezelor însă concordă cu valorile lui Jeffreys.

Analiza rezultatelor obținute de noi duce la următoarele concluzii :

Valorile vitezelor obținute pe baza cutremurelor carpatice concordă bine cu valorile lui Jeffreys și Gutenberg, începînd de la adîncimea de ~430 km, în limitele ± 0,05 km/s.

Indicații asupra existenței unor limite nete de separație, sau a unor limite de primul ordin, în partea superioară a mantalei, la adîncimi de la 100 pînă la 700 km, nu se observă.

Pe baza variației înclinării curbelor vitezelor cu adîncimea, noi propunem ca limita între zonele *B* și *C* să fie considerată la adîncimea de 730 km.

La adîncimi mai mici de 430 km, valorile vitezelor obținute de noi, nu coincid cu valorile vitezelor lui Jeffreys, nici pentru undele *P*, nici pentru undele *S*.

La adîncimile focarelor studiate (80—160 km), valorile obținute pentru vitezele undelor *P* sînt mai mici decît ale lui Jeffreys (cu 0,1 km/s), însă mai mari decît ale lui Gutenberg (cu 0,1 km/s). Pînă la adîncimea de 200 km, curbele vitezelor undelor *P* au convexitatea îndreptată în sus, însă aceasta se micșorează cu adîncimea. Începînd cu adîncimea de ~350 km viteza crește mai repede în comparație cu intervalul de adîncime de 150—350 km și este aproximativ o funcție liniară pînă la ~ 700 km.

Între adîncimile 200—450 km și 1 030—1 670 km, valorile vitezelor undelor *P* găsite de noi depășesc ușor valorile lui Jeffreys ; în celelalte intervale de adîncimi, acestea sînt mai mici decît la Jeffreys, diferența nedepășind ± 0,05 km/s. La o adîncime mai mare de 1 850 km, se observă o nepotrivire cu curba lui Jeffreys, ajungînd pînă la —0,15 km/s la adîncimea de 2 150 km, ceea ce se poate explica prin faptul că, la distanțele epicentrice ce corespund acestor adîncimi, nu avem un număr suficient de observații.

La adîncimile focarelor studiate, valorile obținute pentru vitezele undelor *S* sînt mai mici decît valorile lui Jeffreys și coincid cu valorile obținute de Gutenberg. Viteza undelor seismice transversale are o valoare minimă în apropierea adîncimii de 100—130 km.

Pînă la adîncimea de 300 km, viteza crește lent în comparație cu creșterea vitezei la adîncimile de 300—600 km. La adîncimile de 400—600 km viteza crește liniar.

Începînd de la adîncimea de 400 km, pînă la adîncimea de 2 100 km, valorile vitezelor undelor obținute de noi sînt mai mici decît valorile vitezelor date de Jeffreys cu valoarea de ~0,05 km/s.

Analiza curbelor obținute de noi pentru vitezele undelor *P* și *S*, pe baza cutremurelor adînci din Vrancea, duce la concluzia că, la adîncimile de 100—150 km are loc o micșorare a vitezelor acestor unde. Pentru undele *P*, această micșorare este mică și se află în limitele preciziei (—0,1 km/s); pentru undele *S* însă această micșorare este mai pregnantă, atingînd o valoare de — 0,2 km/s la adîncimea de 100—130 km. Dacă se compară curbele noastre cu curbele lui Jeffreys, se vede că stratul cu viteză redusă, pentru undele *P* și *S*, cuprinde diferite intervale de adîncimi. Pentru undele *P* acesta pătrunde pînă la adîncimea de ~250 km, pentru undele *S* pînă la adîncimea de ~ 400 km. Această concluzie, asupra existenței stratului cu viteze reduse a undelor *P* și *S* în partea superioară a mantalei, se bazează pe valorile vitezelor acestor unde la limita Mohorovicic (4,5 km/s, pentru undele *S* și 8,1—8,2 km/s pentru undele *P*).

Hodografele Jeffreys-Bullen cu care am comparat rezultatele noastre sînt hodografe valabile pentru cutremurele de pe întregul glob terestru. Ele au fost construite pe baza datelor multor cutremure de pămînt distribuite pe aproape toate regiunile seismice ale pămîntului.

Curbele lui Gutenberg, ale dependenței vitezei undelor seismice ca funcție de adîncime, au fost obținute de asemenea pe baza datelor cutremurelor din diferite regiuni.

Valorile vitezelor obținute în lucrarea de față sînt „individualizate", ele au fost obținute pe baza datelor cutremurelor de pămînt adînci (80—160 km) din raionul Munților Vrancea, ale căror epicentre sînt dispuse pe o suprafață relativ mică.

Ținînd seama de metoda folosită de noi, vitezele obținute trebuie raportate la zona epicentrală a cutremurelor carpatice, și a regiunilor învecinate.

Primită la redacție la 25 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. H. Jeffreys, *The Earth. Its origin, history and physical constitution.* Cambridge, 1959.
2. H. Jeffreys, *The structure of the earth down to the 20° discontinuity.* Mont. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., **3**, (1936); **4** (1937).
3. I. Lehman, *Transmission times for seismic waves for epicentral distances araund 20°.* Geodaet. Inst. Medd. Copenhagen **5** (1934).
4. H. Jeffreys, K. E. Bullen, *Times of Transmission of earthquake waves.* Bur. Centr. Seism. Internat. **A 11** (1935).
5. B. Gutenberg, *Physics of the earth's interior.* New York-London, 1959.
6. B. Gutenberg, *Untersuchungen zur Frage, bis zu welcher Tiefe die Erde Kristallin ist.* Z. Geophys., **2** (1926).
7. B. Gutenberg, C. F. Richter, *New Evidence for a change in Physical Conditions at Depths near 100 km.*, Bull. Seism. Soc. Am., **29**, a. (1939).

8. B. Gutenberg, *Magnitude Determination for Deep. focus Earthquakes.* Bull. Seism. Soc. Amer. (1945).
9. B. Gutenberg, *The asthenosphere low-velocity layer.* Ann. di Geofiz., **12** (1959).
10. H. Jeffreys, *The times of P im Japonesse and European earthquakes.* Mont. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., **6** (1954).
11. I. Lehman, *Recent studies of baby waves in the manthle of the earth.* Quart. J. R. Astron. Soc. **3**, *4* (1962).
12. Б. Б. Голицын, *Об угле выхода сейсмической радиации*, Изв. постоянной Центральной сейсмич. Комиссии, АН, **7**, *2* (1917).
13. E. Wiechert, L. Geiger, *Bestimmung des Weges der Erbebenwellen im Erdinnern.* Physik. Z., **11** (1910).
14. Е. Ф. Саваренский, Д. Н. Кирнос, *Элементы сейсмологии и сейсмометрии.* Москва, 1955.
15. I. Lehman, *The velocity of P and S waves in the upper part of the Earth's mantle.* Publ. Bur. Centr. Seism. Int. A., **19** (1956).
16. I. Lehman, *Velocities of longitudinale waves in the upper part of the Earth's mantle.* Anales de Geophysique, **15** (1959).
17. I. Lehman, *Structure of the upper mantle as derived from the travel times of seismic P and S waves,* Nature, 186 (1960).
18. P. Caloi, *Onde longitudinali e transversali quidate dell'astenosfera.* Rend. Accad. Lincei, **15** (1953).
19. P. Caloi, *L'astenosfera come canale-quida dell'energia seismica.* Ann. geofis., **7** (1954).
20. F. Press, M. Ewing, *Waves with Pn and Sn velocity at great distances,* Proc. Nat. Acad. Sci. U. S., **41** (1955).
21. H. Takeuchi, F. Press, N. Kobayaski, *Mantle Rayleigh wave and mantle structure.* Bull. Geol. Soc. Am., **70**, *12*, Part. 2, (1959).
22. Y. Kishimoto, *Seismometric investigation of the earth's interior IV. On the structure of the earth's mantle.* II. Mem. Coll. Sci. Kyoto, **A 28** (1958).
23. E. Vesanen, M. Nurmia, M. T. Porkka, *New evidence for the existente of Gutenberg's astenosphere channel.* Geophysica, Helsinki, **7**, *1* (1959).
24. B. Gutenberg, *Wave velocities at depths between 50 and 600 kilometers.* Bull. Seism. Soc. Am., **43** (1953).
25. T. Iosif, *Considerații asupra cutremurelor din Vrancea.* St. cerc. astr. seism., *1*, (1957).
26. Н. В. Шебалин, *Использование соотношения между интенсивностью и бальностью землетрясений для оценки глубины остеносферы в районе Вранча.* Studia geophiz. geod., **2** (1958).
27. T. Iosif, *Focar seismic adinc în cîmpia Română.* St. cerc. astr. şi seism. *1* (1960).
28. Т. Иосиф, *Сейсмическая активность на территории Румынской Народной Республики* (1957—1959 гг), Изв. АН СССР, сер. геофиз., *II* (1961).
29. T. Iosif, *Cutremurul de la 23 mai 1953.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de ştiinţ. mat. şi fiz., **VIII**, *4* (1956).
30. K. Wadati, K. Masuda, *On the travel time of earthquake waves, pt. 6.* Geophys. Mag. Tokio, **8** (1934).
31. T. Iosif, *Determinarea adîncimii focarului seismic din Vrancea cu ajutorul curbei unghiurilor de incidență.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe mat. şi fiz. **VIII**, *4*, (1956).
32. Т. В. Матарина, С. Ф. Оборина, Е. Ф. Саваренский, *Определение скорости распространения продольных волн в оболочке земли на основе наблюдений над глубоким землетрясением.* Тр. геоф. ин-та, *30*, (*157*) (1955).
33. Э. Уитекер, Г. Робинсон, *Математическая обработка результатов наблюдений.* ИТТЛ, М. — Л, 1933.
34. И. С. Березин, Н. П. Жидков, *Методы вычислений.* Т. I, Гос. изд. физ. мат. лит., Москва, 1959.
35. К. П. Яковлев, *Математическая обработка результатов наблюдений.* ИТТЛ. Москва-Ленинград, 1959.
36. Н. И. Идельсон, *Способ наименьших квадратов и теория математической обработки наблюдений.* Москва, Геодезиздат, 1947.
37. I. Lehman, G. Plett, Gerlands Beitr. Geophysik, **31** (1932).
38. K. E. Bullen, *An Introduction to the theory os Seismology.* Cambridge Univ. Press., 1953.

STRUCTURA SCOARȚEI TERESTRE ÎN ROMÂNIA

DE

G. PETRESCU și C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București str. Cuțitul de argint nr. 5

În România, țara cutremurelor adînci din Vrancea, s-a efectuat o serie de cercetări privind structura scoarței terestre în anumite regiuni. Rezultatele obținute au fost sintetizate în lucrarea [1].

Scopul lucrării de față este de a analiza rezultatele obținute pînă în prezent și de a le încadra în imaginea seismotectonică și geofizică.

Cercetările asupra scoarței terestre în România se împart în seismologice și gravimetrice.

Cercetările seismologice se bazează pe studiul cutremurelor apropiate (normale și adînci). S-au folosit în special cutremurele adînci din Vrancea ($\varphi = 45{,}8°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}7°\mathrm{E}$; $100 \leqslant h \leqslant 200$ km).

Cercetările gravimetrice se referă la forma suprafeței Mohorovičić în Carpații Orientali și Bazinul Transilvaniei [2]. Corelarea datelor asupra suprafeței M cu datele geologice de suprafață a condus la considerații interesante privind mecanismul deformațiilor și al marilor fracturi, magmatismul și zăcămintele de minerale utile.

În harta din figura 1 sînt prezentate valorile medii adoptate de noi pentru structura scoarței în diferite regiuni din țara noastră.

Am notat cu literele s, g, b și m grosimea straturilor sedimentar, granitic, bazaltic și respectiv a scoarței.

Încadrarea datelor din figura 1 în ansamblul cercetărilor geofizice a condus la următoarele concluzii:

1. În regiunea de curbură a Carpaților, adică în Vrancea, scoarța terestră are cea mai mare grosime — aproximativ 72 km. Limita inferioară a stratului granitic depășește aici 25 km, iar stratul sedimentar are o grosime de circa 12 km. Valoarea de 12 km este în bună concordanță cu datele geologice, care susțin existența unei regiuni puternic scufundate în zona Focșani.

Cutremurele cu epicentrul în vecinătatea orașului Mărășești și a căror adîncime este $h = 70-80$ km se produc la baza scoarței terestre.

ST. CERC. GEOL.–GEOFIZ.–GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, Nr. 1, p. 49–53 BUCUREȘTI 1965

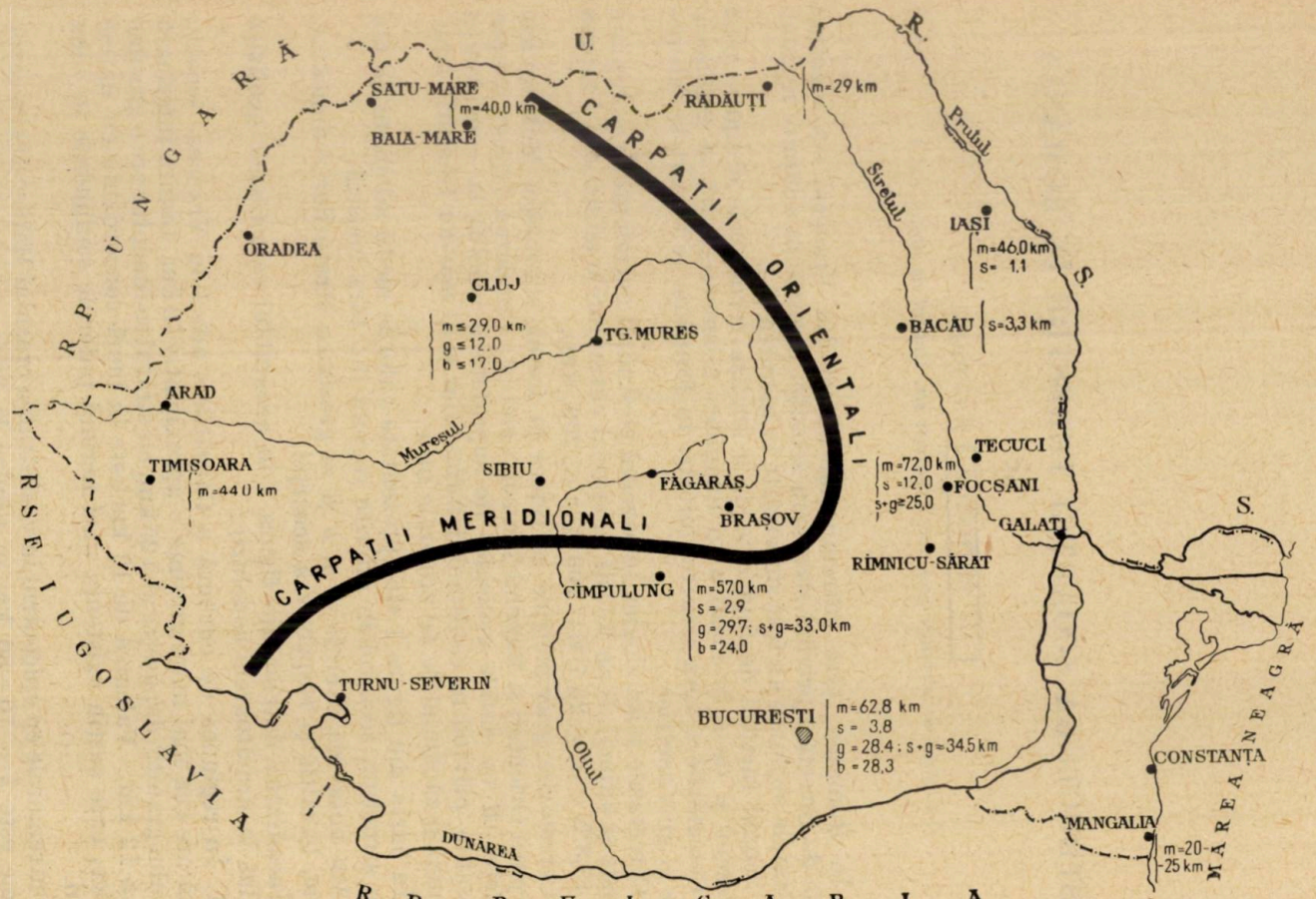

U.
R.
R. P. UNGARĂ
SATU-MARE
m=40,0 km
BAIA-MARE
RĂDĂUȚI
m=29 km
Prutul
Siretul
CARPAȚII ORIENTALI
ORADEA
CLUJ
m=29,0 km
g=12,0
b=17,0
TG. MUREȘ
IAȘI
m=46,0 km
s=1,1
BACĂU
s=3,3 km
S.
ARAD
Mureșul
TIMIȘOARA
m=44,0 km
SIBIU
FĂGĂRAȘ
BRAȘOV
CARPAȚII MERIDIONALI
m=72,0 km
s=12,0
s+g=25,0
TECUCI
FOCȘANI
GALAȚI
RÎMNICU-SĂRAT
CÎMPULUNG
m=57,0 km
s=2,9
g=29,7; s+g=33,0 km
b=24,0
R. S. F. IUGOSLAVIA
TURNU-SEVERIN
BUCUREȘTI
m=62,8 km
s=3,8
g=28,4; s+g=34,5 km
b=28,3
Oltul
CONSTANȚA
MANGALIA
m=20-25 km
MAREA NEAGRĂ
DUNĂREA
R. P. BULGARIA

Fig. 1

La adîncimea de 100 km se află limita superioară a astenosferei, adîncime la care materia schimbă proprietățile sale elastice. Acest fapt este confirmat și prin distribuția cu adîncimea a tipului cutremurelor [3]: cutremurele din Vrancea cu adîncimea $h > 100$ km sînt cutremure de tip V_p, în timp ce cutremurele cu adîncimea $h \leqslant 100$ km pot fi de tip V_p sau de tip V_t.

Grosimea mare a scoarței terestre în regiunea Vrancea se manifestă și în imaginea complexă geofizică. Astfel, distribuția anomaliilor izostatice indică faptul că zona cutremurelor adînci din Vrancea este pe punctul de intersecție a două anomalii izostatice importante [4], [5]: anomalia negativă din exteriorul Carpaților atingînd valori pînă la — 60 mgal și anomalia pozitivă din hinterlandul Carpaților meridionali cu valori care depășesc 70 mgal în zona Sibiu-Făgăraș.

Anomalia negativă a fost interpretată [4] ca efectul îngroșării scoarței și acumulării sedimentelor de vîrstă alpină în fosa subcarpatică.

Analiza distribuției anomaliei izolatice din exteriorul Carpaților a condus la necesitatea de a admite două direcții perpendiculare de deformare a scoarței, corespunzînd la două faze orogenetice succesive [4], [5].

Analiza anomaliilor regionale gravimetrice și magnetice indică [5], [6] o distribuție spațială în blocuri compartimentate a maselor din subsolul regiunii.

Această ideie a structurii în blocuri este susținută și de legea frecvenței cutremurelor adînci din Vrancea [7]. Astfel S. Miyamura [8] ajunge la concluzia că în ecuația

$$\lg N = a + b\,(8 - M),$$

coeficienții a și b diferă pentru diferite zone ale Pămîntului, dar că aceste diferențe se corelează cu tectonica. Coeficientul b pentru structurile tinere este mai mare decît pentru cele în blocuri; pentru structurile în blocuri $b = 0{,}7 - 0{,}6$, iar valoarea lui a se micșorează pînă la -2.

În cercetările sale asupra regimului seismic, C. Radu [7] a găsit următoarele valori,

$$a = -0{,}93\,;\ b = 0{,}68,$$

valori care indică pentru regiunea Vrancea o structură în blocuri.

Scoarța terestră din regiunea Vrancea este de tip continental — conform clasificării lui Kosminskaia [9] — și corespunde structurilor ce caracterizează zone de adîncă scufundare a suprafeței M.

2. În regiunea Carpaților Orientali și Bazinul Transilvaniei se observă următoarele [2]:

— zona centrală a Bazinului Transilvaniei este caracterizată printr-o ridicare importantă a suprafeței M; scoarța terestră are aici o grosime mai mică de 29 km, iar stratul granitic nu depășește 12 km;

— suprafața M în general coboară către axa Carpaților atingînd în zona izvoarelor Ceremușului adîncimea de 40 km;

— deformația în armonică a scoarței pe direcția NS și deci existența unui stress de vîrstă mai recentă, fapt ce rezultă din forma sinusoidală a izobatelor și izogamelor.

3. În regiunea oraşului Iaşi, situat în partea de est a Platformei Ruso-Moldoveneşti, grosimea scoarţei terestre este de 46,5 km iar a stratului sedimentar de 1 km. Cutremurele foarte slabe care se produc în această regiune au probabil focarul la baza sedimentarului.

Valoarea de 46,5 km este în bună concordanţă cu cercetările sovietice recente [10] care indică pentru grosimea scoarţei în partea de apus a Platformei Ruse valorile 35—40 km (pe baza undelor Love) şi 37—45 km (pe baza undelor Rayleigh).

4. În regiunea oraşului Bucureşti, situat în platforma Cîmpiei Române grosimea scoarţei terestre este de 63 km (stratul sedimentar + stratul granitic = 34,5 km ; stratul bazaltic = 28,3 km). Valoarea de circa 4 km adoptată pentru grosimea stratului sedimentar este în bună concordanţă cu cercetările geologice care indică scufundarea fundamentului pe măsură ce înaintăm spre nord.

5. În regiunea oraşului Cîmpulung, situat la extremitatea vestică a Depresiunii getice, grosimea scoarţei terestre este de 57 km (stratul sedimentar + granitic = 33 km ; stratul bazaltic = 24,0 km).

Valoarea de aproximativ 3 km adoptată pentru grosimea stratului sedimentar este susţinută de cercetările geologice care indică scufundarea fundamentului cristalin la aproximativ 4 km.

În această regiune se produc cutremure cu adîncimea $h = 8—10$ km şi $I_{max} = 6$ grade.

6. În regiunea oraşului Timişoara — situat în Depresiunea panonică — grosimea scoarţei are o valoare de 44 km. Aici se produc cutremure cu adîncimea $h \leqslant 10$ km şi $I_{max} = 8$ grade.

7. În regiunea Mării Negre cercetările sovietice indică pentru grosimea scoarţei valoarea de 18 km, stratul de granit aproape lipsind.

Probabil că în regiunea Mării Negre, în vecinătatea sudică a ţării noastre, scoarţa are o grosime de circa 25 km, cifră de care este legată şi adîncimea focarelor din regiunea Şabla (R.P.Bulgaria).

Valorile adoptate de noi pentru structura scoarţei terestre în România au un caracter orientativ şi ele urmează a fi verificate prin prospecţiile seismice de mare adîncime. Probabil că harta prezentată de noi nu va suferi mari modificări.

În încheiere vom aminti unele rezultate ale cercetărilor româneşti asupra structurii scoarţei terestre în diferite puncte din Europa [11]:

Chişinău (U.R.S.S.) $m = 40$ km
Cernăuţi (U.R.S.S.) $m = 29$ km
Europa Centrală $m = 33,5$ km
Marea Egee, Turcia occidentală $m = 58,6$ km ; $g = 27$ km.

Observăm că aceste valori sînt în concordanţă cu acelea obţinute de alţi cercetători.

Primită la redacţie la 25 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. Г. Петреску, К. Раду, *Строение земной коры в Румынской Народной Республики по геофизическим данным.* ИАН М олд. ССР, *4* (1962).
2. M. Socolescu, D. Popovici, M. Visarion, V. Roșca, *Structure of the Earth's Crust in Rumania as Based on the Gravimetric Data.* Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géophysique, **8**, 3—11 (1964).
3. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon intermediate Earthquake Generating Stress Systems in Vrancea.* Bulletin of the Seismological Society of America. **54**, *1*, 79—85 (1964).
4. M. Socolescu, D. Bișir, D. Popovici, M. Visarion, *Corecții izostatice în R.P.R.* St. cerc. fiz., **5**, *1—2*, 91—94 (1954).
5. Liviu Constantinescu și D. Enescu, *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice și implicațiile lor seismotectonice*, St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 51—98 (1963).
6. Șt. Airinei, G. Murgeanu, *Contribuții geofizice la cunoașterea structurii fundamentului curburii Carpaților orientali.* St. cerc. geol., **6**, *1*, 171—184 (1961).
7. C. Radu, *Contributions à l'étude du régime sismique de la région de Vrancea.* Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, série de Géophysique, **8**, 53—70 (1964).
8. S. Miyamura, *Magnitude — Frecuency Relation of Earthquakes and its Bearing on Geotectonics.* Proc. Japan. Acad., **38**, *1*, 27—30 (1962).
9. И. П. Косминская, *Классификация структур земной коры по сейсмическим данным.* Бюлл. Совета по Сейсмологии, *15* , 95 (1963).
10. Б. Н. Шечков, *Дисперсии поверхностных сейсмических волн и строение земной коры Евразии.* Изв. АН СССР, сер. геоф., *3*, 313—321 (1964).
11. Șt. Lascu, *Date asupra structurii scoarței terestre în Europa.* St. cerc. astr. și seism., *2*, 371—375 (1962).

ASUPRA EXISTENȚEI UNOR NEOMOGENITĂȚI ÎN PARTEA SUPERIOARĂ A ÎNVELIȘULUI PĂMÎNTULUI

DE

T. IOSIF

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

Reprezentarea pe care știința modernă o are asupra structurii interne a Pămîntului se bazează în primul rînd pe studiul vitezelor de propagare a undelor seismice în interiorul lui. Cercetările în acest domeniu sînt numeroase și au dus la rezultate cunoscute și unanim acceptate [1], [2], [3], [4]. Totuși, în partea superioară a mantalei, limita dintre zonele *B* și *C*, legată de existența așa-numitei „granițe de 20°", rămîne încă o problemă controversată. După unii autori, această limită se caracterizează prin creșterea accentuată a vitezelor undelor seismice [2], iar după alți autori această limită este legată de existența stratului cu viteză redusă a undelor seismice [3].

În ultima vreme s-a constatat că Pămîntul, în special în partea superioară a sa, are o structură cu caracter regional, vorbindu-se despre o neomogenitate a mantalei nu numai pe direcție verticală, ci și pe direcție orizontală.

Prima încercare de a descoperi neomogenitatea Pămîntului în direcție orizontală îi aparține lui E. F. Savarenski [5], care a arătat că suprafețele de separare în manta au deviații vizibile de la forma sferică.

Ulterior, aceste concluzii au fost confirmate de alți autori [6], [7], [8].

Folosind diferite procedee de lucru, diferiți autori [9] — [19] indică existența în manta, la diferite adîncimi, a unor limite de separație de ordinul al doilea.

Pentru punerea în evidență a neomogenităților din manta care influențează propagarea undelor seismice, se pot folosi în cazul cutremurelor adînci și valorile derivatelor, atît a hodografelor inițiale, cît și a celor recalculate la nivelul corespunzător adîncimii focarelor.

ST. CERC. GEOL.–GEOFIZ.–GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 55–63, BUCUREȘTI, 1965

Momentele de sosire ale undelor longitudinale și transversale la stație, cît și momentele de sosire la suprafața corespunzătoare nivelului focarului se determină independent unele de altele. Duratele de parcurs însă ale acestor unde sînt legate între ele nu numai prin distanța pînă la epicentru, dar și prin condițiile de propagare în interiorul Pămîntului. Din analiza legăturii dintre hodografele undelor P și S se pot obține informații suplimentare asupra gradului de neomogenitate al Pămîntului.

Proprietățile elastice ale globului pămîntesc se determină pe baza vitezelor undelor longitudinale și transversale:

$$k = \rho\left(V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2\right),$$
$$\mu = \rho V_S^2, \tag{1}$$

unde k este modulul de incompresibilitate (el reprezintă gradul de rezistență al schimbării volumului), iar μ este modulul de forfecare, care caracterizează gradul de rezistență al corpului la schimbarea formei.

La rîndul lor, vitezele se calculează pe baza derivatelor hodografelor. Folosind viteza undelor longitudinale V_P și transversale V_S, cu ajutorul relației

$$\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 = 1 + \frac{1}{1 - 2\sigma} \tag{2}$$

se poate determina coeficientul lui Poisson pentru stratele interioare ale Pămîntului.

Pentru cea mai mare parte a mantalei, coeficientul lui Poisson σ este apropiat de valoarea 0,25, astfel că $\frac{V_P}{V_S} = 1{,}732$. Dar raportul $\frac{V_P}{V_S}$ este diferit pentru diferite forme.

Aceasta se explică prin aceea că, pentru o distanță epicentrică dată, razele undelor P și S coboară la adîncimi diferite.

Pe baza ecuației razei seismice, pentru punctul ei cel mai adînc se poate scrie relația

$$\Psi(\Delta) = \frac{p_S(\Delta)}{p_P(\Delta)} = \frac{r_S/V_S}{r_P/V_P} \tag{3}$$

unde r_P, r_S, V_P, V_S sînt razele vectoare și vitezele undelor P și S în punctul cel mai coborît al razei seismice, iar p_S și p_P derivatele hodografelor. Dacă vîrful razelor undelor longitudinale P și transversale S ar coincide, atunci ar avea loc egalitatea $\frac{r_S}{r_P} = 1$ și funcția $\Psi(\Delta)$, la adîncimea dată, ar determina direct raportul vitezelor V_P/V_S.

Folosind datele care se bazează pe hodograful lui Jeffreys-Bullen, pentru $h = 0$ [20] raportul r_S/r_P obținut pentru învelișul Pămîntului este variabil și este cuprins între limitele $0{,}99 < \frac{r_S}{r_P} < 1{,}04$ cu un maxim accentuat în jurul distanței epicentrice $\Delta \sim 20°$; pentru $\Delta \to 0$, $r_S/r_P = 1$.

După cum e cunoscut, hodograful Jeffreys-Bullen, construit pe baza a 85 de cutremure distribuite pe aproape toate regiunile seismice ale Pămîntului, folosind un proces de iterație, reprezintă un hodograf mediu, valabil în medie pentru tot globul pămîntesc. Acest hodograf a fost calculat considerînd că focarul se găsește la suprafața pămîntului și că Pămîntul este o sferă cu raza medie $R = 6371$ km și cu o grosime a scoarței de 33 km (15 km stratul granitic, 18 km stratul bazaltic). Problema pusă de noi este de a se individualiza forma raportului $\frac{r_S}{r_P}$ pentru o zonă dată, în speță pentru cutremurele carpatice; pentru aceasta este necesar să se calculeze razele vectoare r_i ale punctelor care pătrund cel mai adînc în interiorul Pămîntului.

Calculul se poate face pe baza relației Herglotz-Wiechert, care se exprimă cu ajutorul formulei

$$\ln \frac{R}{r_1} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\theta_1} q \, \mathrm{d}\theta,$$

unde (4)

$$q = \operatorname{arch} \frac{p(\theta)}{p(\theta_1)}.$$

Aici $p(\theta_1)$ este derivata hodografului $T = T(\theta)$ la distanța epicentrică θ_1, iar $p(\theta)$ derivata în punctele curente ale hodografului. Ecuația (4), pentru un θ_1 dat, determină adîncimea maximă r_1 a razei seismice. Efectuînd o serie succesivă de asemenea integrări numerice, se poate determina r_1 ca funcție de $p(\theta_1)$.

Pentru aplicarea relației Herglotz-Wiechert la hodograful undelor seismice, razele seismice trebuie să aibă un singur minim sau să îndeplinească condiția

$$\frac{\mathrm{d}V(r)}{\mathrm{d}r} \leqslant \frac{V(r)}{r}. \tag{5}$$

După părerea lui Bullen și Jeffreys, practic nu există în mantaua Pămîntului în Europa cazuri care nu ar satisface condiția (5), așa că relația (4) se poate aplica cu destulă precizie.

Totuși, în prezent există noi metode care confirmă ipoteza că, la oarecare adîncime, atît viteza undelor longitudinale, cît și cea a undelor transversale se micșorează, începînd de la limita lui Mohorovicic sau de la o adîncime mai mare, și atinge o valoare minimă la o adîncime cuprinsă între 80 și 150 km. Această adîncime este diferită pentru diferite regiuni.

Existența stratului cu viteză redusă duce la faptul că la suprafața Pămîntului se formează o zonă de umbră în care nu apar decît slabe unde difractate.

Este cunoscut [21] că focarele cutremurelor adînci din Vrancea sînt situate între 80 și 170 km, adică tocmai în interiorul presupusului strat cu viteză redusă. Dacă vom construi și reduce hodografele undelor seismice P și S ale cutremurelor adînci din Vrancea la suprafața corespunzătoare

adîncimii focarelor, atunci ne vom găsi în condițiile aplicării formulei Herglotz-Wiechert.

Am făcut acest calcul pentru cutremurul 1940.X.22 cu următorii parametri :

$$H = 06^h37^m00^s, \quad h = 125 \text{ km}, \quad \text{E } \varphi = 45°,72 \text{ N}, \quad \lambda = 26°,37 \text{ E}.$$

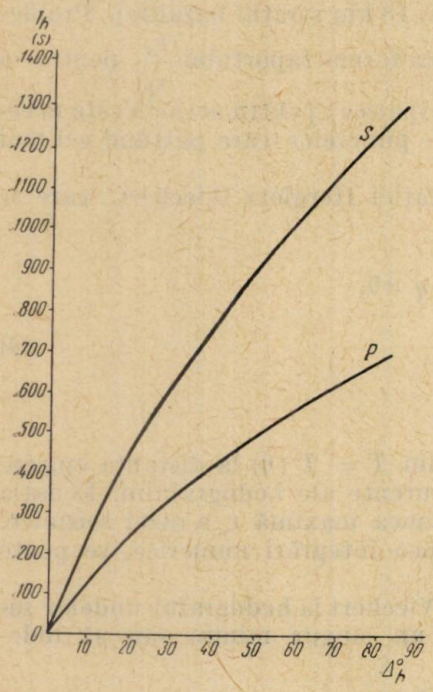


Fig. 1

Hodografele reduse la nivelul sferei $R - h$ sînt date în tabela 1 și în figura 1.

La aceste hodocrone am aplicat relația (4). Integrarea a fost efectuată pe cale grafică.

În figura 2 se dă mărimea integralei $Q = \int_0^{\theta_1} q\,d\theta$ pentru diferite valori ale distanțelor epicentrice pentru undele P (fig. 2*a*) și undele S (fig. 2*b*) (pentru adîncimea h corespunzătoare adîncimii focarului).

În figura 3 am reprezentat, pe baza valorilor obținute pentru r_i (cu relația (4)) dependența raportului vectorilor vîrfurilor razelor P și S față de distanța epicentrică pentru cutremurul studiat.

După cum se vede pe grafic, raportul $\frac{r_S}{r_P}$ obținut pe baza hodografului redus la suprafața corespunzătoare adîncimii focarului, este de asemenea variabil. Raportul $\frac{r_S}{r_P} > 1$ pînă la distanța epicentrică de aproximativ 11°_h (la nivelul $h = 230$ km de la suprafața Pămîntului); $\frac{r_S}{r_P}$ devine apoi mai mic decît unitatea, atingînd o valoare minimă la distanța epicentrică $\sim 16^\circ_h$ ($h = 410$ km). Pentru $\Delta \sim 24°$ ($h = 710$ km), raportul este apropiat de unitate : începînd cu $\Delta \sim 43°$ ($h = 1280$ km), r_S/r_P devine din nou mai mare decît unitatea și mai departe crește monoton.

Prin urmare, vîrfurile razelor seismice P și S, corespunzătoare aceleiași distanțe epicentrice, au, datorită necongruenței, adîncimi diferite $\left(\frac{r_S}{r_P} \neq 1\right)$. De aceea derivatele p_P și p_S nu se schimbă la fel cu distanța epicentrică, iar distribuția vitezelor undelor P și S la adîncimi diferite poate fi diferită.

Noi am calculat și raportul $\frac{P_S(\Delta)}{P_P(\Delta)} = \Psi_h(\Delta)$ pentru același cutremur 1940.X.22. Valorile numerice ale funcției $\Psi_h(\Delta)$ sînt reprezentate grafic în figura 4.

Funcția $\Psi_h(\Delta)$ are un aspect asemănător cu al funcției r_S/r_P.

Variația funcției $\Psi_h(\Delta)$, ca și a funcției r_S/r_P, evident, reflectă prezența unor neomogenități în structura învelișului Pămîntului.

Tabela 1

P		P	
Δ_h	T_h	Δ_h	T_h
00	00	44,74	464,28
2,00	27,35	45,76	472,22
3,30	44,91	46,78	480,10
4,55	61,86	47,79	487,91
5,90	80,16	48,80	495,56
7,10	95,94	49,81	503,14
8,25	110,98	50,82	510,66
9,40	125,88	51,84	518,22
10,55	140,63	52,85	525,62
11,70	155,21	53,86	532,94
12,80	168,89	54,88	540,20
14,05	184,24	55,89	547,40
15,25	198,49	56,90	554,52
16,55	213,64	57,91	561,57
17,90	228,89	58,92	568,57
19,10	241,39	59,94	575,61
20,22	252,64	60,95	582,49
21,30	263,34	61,97	589,31
22,33	273,10	62,98	596,06
23,35	282,16	63,99	602,75
24,38	292,00	65,00	609,38
25,40	301,40	66,01	615,95
26,42	310,60	67,02	622,55
27,44	319,70	68,04	629,08
28,46	328,75	69,06	635,53
29,48	337,73	70,07	641,80
30,50	346,75	71,08	648,00
31,52	355,57	72,10	654,14
32,54	364,35	73,11	660,22
33,56	373,05	74,12	666,24
34,58	381,69	75,13	672,19
35,59	390,19	76,15	678,06
36,60	398,74	77,16	683,86
37,62	407,22	78,18	689,61
38,64	415,52	79,19	695,23
39,66	423,84	80,20	700,85
40,68	432,10	81,21	706,39
41,70	440,30	82,22	711,87
42,71	448,32	83,23	717,30
43,72	456,28		

(continuare Tabel 1)

s		s	
Δ_h	T_h	Δ_h	T_h
00	00	44,45	839,90
1,0	23,35	45,46	854,35
2,5	63,63	46,47	868,70
4,0	101,15	47,48	882,84
5,35	135,20	48,49	896,77
6,55	165,00	49,50	910,80
7,80	196,60	50,51	924,72
9,05	226,95	51,52	938,54
10,40	259,45	52,54	952,25
11,65	289,45	53,56	965,85
12,95	319,15	54,58	979,35
14,22	347,45	55,60	992,54
15,45	372,75	56,62	1 005,73
16,60	395,75	57,63	1 018,81
17,77	418,35	58,64	1 031,78
18,90	439,60	59,65	1 044,65
20,00	459,45	60,66	1 057,41
21,10	478,45	61,67	1 070,07
22,13	495,80	62,68	1 082,62
23,15	512,60	63,69	1 095,06
24,16	529,18	64,70	1 107,40
25,17	545,65	65,71	1 119,73
26,18	562,22	66,73	1 131,96
27,19	578,68	67,75	1 144,08
28,21	594,84	68,76	1 156,09
29,23	610,89	69,77	1 168,00
30,24	626,83	70,79	1 179,60
31,25	642,67	71,80	1 191,10
32,26	658,40	72,81	1 202,59
33,28	674,03	73,82	1 213,87
34,29	689,65	74,83	1 225,15
35,30	705,06	75,84	1 236,32
36,31	720,47	76,85	1 247,29
37,32	735,77	77,86	1 258,15
38,34	750,96	78,87	1 268,90
39,36	766,05	79,88	1 279,55
40,38	781,03	80,89	1 290,19
41,40	795,91	81,90	1 300,73
42,42	810,68	82,91	1 311,16
43,44	825,34	83,92	1 321,85

Într-adevăr, dacă $r_S/r_P < 1$, atunci pentru același Δ raza undei S pătrunde mai adînc decît raza undei P. Admitem că unei distanțe epicentrale date Δ_1 îi corespunde raza undei seismice S și că la punctul cel mai de jos al acestei raze se află un strat de trecere în manta. Dacă viteza undelor elastice V_P și V_S la acest nivel crește, atunci raportul V_P/V_S (în cazul că $r_S < r_P$) se micșorează pentru $\Delta = \Delta_1$, dar apoi crește din nou, cînd același nivel este atins de vîrful razei undei P. Variații analoage trebuie să se observe și în comportarea funcției $\Psi_h(\Delta)$, ceea ce are loc și în reali-

tate (fig. 4). Funcția $\Psi_h(\Delta)$ prezintă un maxim la distanța epicentrică 8—10° (la nivelul $R - h$) și un minim la 18—19°. Începînd cu 30°, funcția $\Psi_h(\Delta)$ crește monoton.

Prin urmare, începînd cu adîncimea de aproximativ 230 km (ceea ce corespunde lui $\Delta_h \sim 11°$), unda S pătrunde mai adînc decît unda P. Dife-

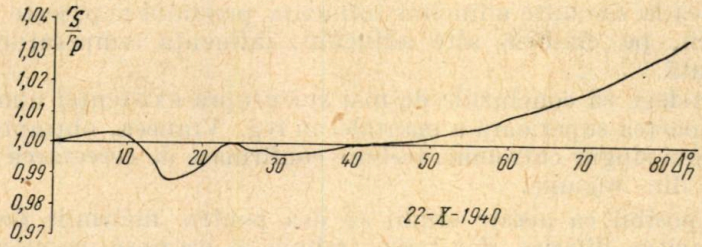


Fig. 3

rența dintre vîrfurile razelor sau adîncimilor pătrunderilor undelor P și S are cea mai mare valoare la adîncimile de aproximativ ~ 180, ~ 410 și $\sim 1\,000$ km. Această diferență este minimă la ~ 710 km. Începînd cu

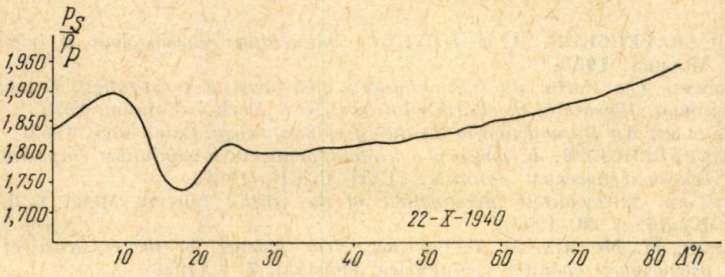


Fig. 4

adîncimea de $\sim 1\,280$ km, diferența se mărește treptat, dar de data aceasta unda P pătrunde mai adînc decît unda S.

La adîncimile de ~ 180 km și ~ 410 km, precum și la adîncimea de $\sim 1\,000$ km, are loc diferența maximă $r_S - r_P$; noi considerăm că la aceste adîncimi neomogenitatea în structura învelișului Pămîntului este cea mai mare. La adîncimile de ~ 230 și ~ 1280 km, razele s-au arătat a fi congruente, deci la aceste adîncimi are loc trecerea $r_S - r_P$ prin valoarea zero.

Într-o lucrare anterioară [22] am arătat că pentru regiunea ce înconjură cutremurele Carpatice există la o adîncime de 100—250 km, în special pentru undele seismice transversale, un strat de viteză redusă, fără a se obține indicații asupra existenței unor limite de separație pînă la adîncimea de ~ 730 km.

Studiul congruențelor razelor undelor seismice longitudinale și transversale indică totuși existența unor neomogenități chiar în interiorul acestor limite. Am putea spune că este o microstructură în cadrul unei structuri.

Acest lucru este posibil și poate fi explicat ca fiind o consecință a dependenței stării fizice a materiei de temperatură și presiune. Se poate presupune că la anumite adîncimi influența presiunii depășește influența temperaturii, pe cînd la alte adîncimi, influența temperaturii devine predominantă.

Se înțelege că concluziile de mai sus asupra existenței unor neomogenități în partea superioară a mantalei în reg. Vrancea, obținute pe baza studiului unui singur cutremur, trebuie confirmate de cercetarea și a altor cutremure din regiune.

Este posibil ca aceste studii să dea pentru mărimile de mai sus valori întrucîtva diferite, dar toate trebuie să prezinte un maxim și un minim ca cele puse în evidență în figurile 3 și 4.

Primit la redacție la 25 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. Е. Ф. САВАРЕНСКИЙ, Д. П. КИРНОС, *Элементы сейсмологии и сейсмометрии.* Москва, 1955.
2. H. JEFFEEYS, *The Earth, its origin, hystory and physical constitution.* Cambridge, 1959.
3. B. GUTENBERG, *Physics of the Earth's interior.* New York — London, 1959.
4. K. E. BULLEN, *An Introduction to the theory of Seismology.* Cambridge, 1953.
5. Е. Ф. САВАРЕНСКИЙ, *К вопросу о неоднородности в глубином строении земли по сейсмологическим данным.* ДАН СССР, 1960.
6. Y. KISHIMATO, *Seismometric investigation of the earth's interior.* Mem. Call. Sci. Univ. Kyato, **A 28** (1956).
7. E. VESANEN, M. NURMIA, M. T. PORKKA, *New evidence for the existence of Gutenberg's astenosphere channel,* Geophysica, Helsinki, **7**, *1* (1959).
8. Н. В. ШЕБАЛИН, *Использование соотношения между интенсивностью и бальностью землетрясений для оценки глубины астеносферы в районе Вранча.* Studia geophis. geod., **2** (1959).
9. K. ZOEPPRITZ, L. GEIRER, B. GUTENBERG, *Über Erdbebenwellen V.*, Nachr. Ges. Wiss. Gottingen Math., phisik. kl., 1912.
10. Б. Б. ГОЛИЦЫН, *Об угле выхода сейсмической радиации,* Изв. Постоянной центральной сейсмич. комиссии, АН, **7**, *2* (1917).
11. Е. Ф. САВАРЕНСКИЙ, *Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах.* Тр. геофиз. ин-та, АН СССР, **15**, (**142**) (1952).
12. Е. Ф. САВАРЕНСКИЙ, *О сейсмических волнах, отраженных от границы на глубине 900 км.*. Тр. сейсмич. ин-та АН СССР, **106** (1941).
13. W. C. REPPETTI, *Internal Constitution of the Earth.* Second Edition, (Edited by B. Gutenberg), New York, Dover Publications, 1951.
14. H. WITTE, *Beitrage zur Berechnung der Geschwinndigkeit der Kaumwellen im Erdinnern.* Nachr. Ges. Wiss. Gottingen Math. physik. Kl. 1932.
15. C. G. DAHN, *Velacities of P and S waven calculated from the observed travel times of the Long beach earthquake,* Seism. Soc. Am., **26** (1936).
16. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *On seismic waves,* Gerl. Beitr. Geophysik, **43**, 56—133; 45, 280—360 (1935).

17. А. В. Введенская, Л. М. Балакина, *О некоторых особенностях поля смещений продольных и поперечных волн, распространяющихся в оболочке земли*, Бюл. совета по сейсмич., **6** (1956).
18. Г. Н. Бугаевский, *К вопросу о строении оболочки земли*. Бюлл. совета по сейм. **6** (1956).
19. А. А. Тресков, *Определение основных поверхностей разрывности в структуре земного шара методом фиктивных волн*, Изв. АН СССР, сер. геог. и геофиз., **XII**, *15*, (1948).
20. H. Jeffreys, *The times of P, S and SKS and the velocitiers of P and S*. Mont. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl., **4**, 498—553 (1939).
21. T. Iosif, *Considerații asupra cutremurelor din Vrancea*, St. cerc. astr. și seism., **2**, *1* (1957).
22. T. Iosif, *Asupra existenței stratului de viteză redusă în partea superioară a mantalei în România*. Acest volum p. 41

AGITAȚIA MICROSEISMICĂ LA BUCUREȘTI ÎN PERIOADA 1958 – 1960

DE

D. JIANU

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

În țara noastră au început să se facă măsurători asupra agitației microseismice încă din anul 1955. Aceste măsurători se publică lunar sub formă de „Buletin de agitație microseismică", în care se trece timpul la care se fac măsurătorile (0^h 6^h, 12^h, 18^h, T.M.G.), perioadele și amplitudinile la orele respective, factorul K ce caracterizează agitația microseismică și observații meteorologice.

„Buletinul de agitație microseismică" a apărut regulat cu excepția unor perioade cînd nu s-au făcut înregistrări, fie din lipsă de hîrtie fotografică, fie datorită faptului că aparatele au fost în reparație.

În timpul Anului Geofizic Internațional, în afara măsurătorilor obișnuite s-au făcut și măsurători în timpul zilelor și perioadelor internaționale.

Un studiu asupra comportării agitației microseismice înregistrate la stația București în perioada 1955—1957 a fost făcut în lucrarea [1].

În lucrarea de față prezentăm rezultatele cercetării noastre asupra comportării agitației microseismice înregistrate la stația București în perioada 1958—1960 (perioadă ce cuprinde și Anul Geofizic Internațional), precum și unele considerații ce s-au desprins din aceasta. Astfel, aceste rezultate continuă cercetările făcute în lucrarea [1] asupra agitației microseismice înregistrate la București.

În perioada 1958—1960, înregistrarea agitației microseismice la stația București s-a făcut cu ajutorul pendulilor seismici orizontali, Galitzin, cu înregistrare fotogalvanometrică.

Constantele acestor aparate sînt următoarele, în medie, pe cei trei ani :

	l	T_1	T	μ^2	A	$AK/\pi l$
N	123,8	11,55	11,5	−0,01	1125 mm	269
E	123,2	12,36	11,2	−0,09	1125 mm	268

ST. CERC. GEOL.–GEOFIZ.–GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 65–71, BUCUREȘTI, 1965

unde :

l — lungimea redusă a pendulului,
T_1 — perioada proprie a galvanometrului neamortizat,
T — perioada proprie a pendulului neamortizat,
μ — coeficientul de amortizare,
K — coeficientul de transmisie,
A — distanța de la oglinda galvanometrului la sulul de înregistrare.

Determinarea valorilor agitației microseismice pe cele două componente la orele 0^h, 6^h, 12^h, 18^h, T.M.G. s-a făcut în conformitate cu rezoluțiile internaționale pentru întocmirea buletinului microseismic, determinîndu-se fiecare valoare a perioadei și amplitudinii ca o valoare medie a cinci măsurători efectuate într-un interval de douăzeci minute de o parte și de alta a orei la care s-a determinat valoarea respectivă.

O reprezentare grafică ne permite să cercetăm alura agitației microseismice în ansamblu și să facem o comparație cu valorile agitației microseismice înregistrate la stațiile vecine.

Am făcut această reprezentare pentru fiecare din anii 1958, 1959 și 1960, trecînd pe grafice rezultanta înregistrărilor agitației microseismice la cele două aparate Galitzin orizontale E-V și N-S.

Perioadele de timp în care nu am avut înregistrări au fost marcate pe grafice cu o linie verticală, pe care am scris perioada respectivă.

În fiecare din graficele din figurile 1—3 am trecut în abscisă timpul iar în ordonata graficelor (a) am trecut valorile componentei orizontale a amplitudinii, exprimate în microni și calculate cu ajutorul relației $A = \sqrt{A_N^2 + A_E^2}$, iar în ordonata graficelor (b) valorile corespunzătoare ale perioadei, exprimate în secunde și calculate cu ajutorul relației $T = \frac{1}{2}(T_N + T_E)$. Graficele din figurile 1—3 se referă respectiv la anii 1958, 1959 și 1960.

Din analiza acestor grafice se constată următoarele :

În anul 1958, în lunile ianuarie—martie, amplitudinea agitației microseismice este foarte mare, pentru ca în lunile aprilie—mai să înceapă să scadă, ajungînd în lunile iunie—iulie la valori aproape constante, care în foarte puține cazuri sînt mai mari de 1μ. Cea mai mare valoare a amplitudinii în acest an este atinsă în februarie, iar cea mai mică la sfîrșitul lunii mai. Din lipsă de material de observație nu putem afirma nimic asupra felului cum a variat amplitudinea pînă la sfîrșitul anului 1958.

În anul 1959 amplitudinea are valorile cele mai mari în perioada ianuarie—martie. În aprilie valorile încep să scadă, ajungînd în luna mai la valori aproape constante, mai mici de 1μ. În perioada 15 mai — 1 septembrie nu știm cum a variat amplitudinea, din lipsă de material de observație, însă credem că valorile au fost aproape constante și mai mici de 1μ. În septembrie valorile amplitudinii încep să crească, ajungînd în lunile noiembrie și decembrie la valori apropiate de cele observate în prima perioadă a anului.

Tabela 1

Nr.	Anul	Amplitudinea maximă, în μ	Data luna, ziua, ora	Perioada corespunzătoare în s	Amplitudinea minimă, în μ	Data luna, ziua, ora	Perioada corespunzătoare, în s	Obs.
1	1958	11,2	II–2–12^h	6,1	0,1	V–26–18^h	4,3	
2	1959	6,7	III–19–6^h	5,3	0,2	X–4–0^h	4,3	
3	1960	9,2	II–14–18^h	5,5	0,1	V, VI, VIII	4,0–4,4	

Tabela 2

Nr.	Anul	Perioada maximă, în s	Data luna, ziua, ora	Amplitudinea corespunzătoare, în μ	Perioada minimă în s	Data luna, ziua, ora	Amplitudinea corespunzătoare, în μ	Obs.
1	1958	6,3	I–18–6^h	7,8	2,2	VI–28–18^h	1,0	
2	1959	6,5	II–16–18^h II–19–12^h	3,4 3,5	2,2	IX–15–6^h	1,1	
3	1960	6,3	II–10–18^h	6,8	2,0	VIII–17–0^h	0,6	

Cea mai mare valoare a amplitudinii în acest an a fost înregistrată în luna martie, iar cea mai mică în luna octombrie.

În anul 1960 amplitudinea are valorile cele mai ridicate în lunile ianuarie — aprilie. Urmează o perioadă cu valori aproape constante, în general mai mici de 1 μ, după care, în lunile octombrie — decembrie, amplitudinea crește din nou. Valoarea maximă a amplitudinii a fost înregistrată în luna februarie, iar valorile cele mai mici au fost observate în lunile mai, iunie și august.

Pentru a avea o imagine mai clară asupra variației componentei orizontale a amplitudinii în perioada 1958—1960, am calculat valorile medii lunare și anuale și am extras în tabela 1 valorile maxime și minime ale

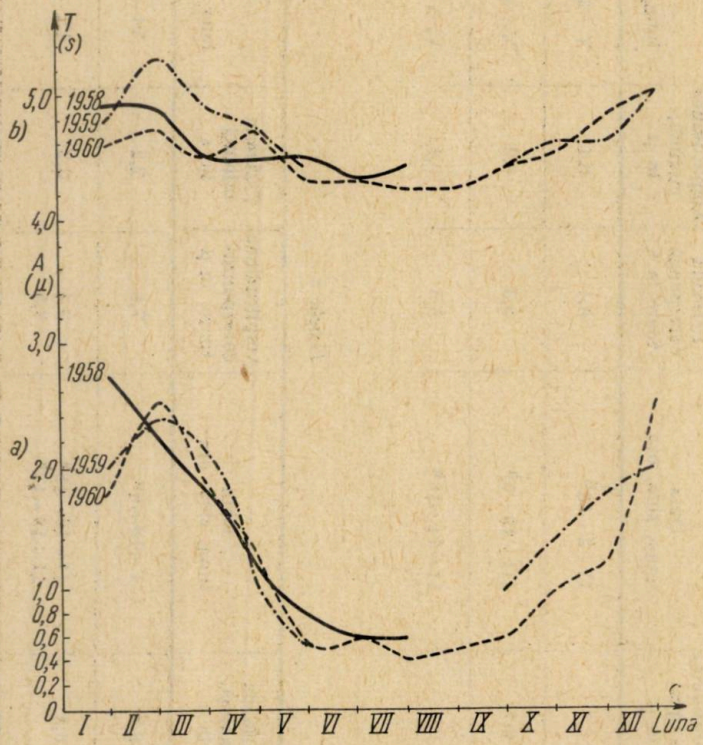


Fig. 4

amplitudinii, datele la care s-au observat aceste valori, precum și perioadele respective.

Din această tabelă observăm că în anul 1958 componenta orizontală a amplitudinii a variat între 0,1 și 11,2 μ. Valoarea medie anuală a amplitudinii este de 1,4 μ, iar valoarea medie lunară maximă este 2,7μ (și corespunde lunii ianuarie) și minimă 0,6 μ (și corespunde lunilor iunie, iulie).

În 1959 componenta orizontală a amplitudinii a variat între limitele 0,2 și 6,7 μ; valoarea medie anuală a amplitudinii fiind 1,6μ. Valoarea medie lunară maximă este 2,4 μ și corespunde lunii februarie, iar cea minimă este 0,5μ și corespunde lunii mai.

Pentru 1960 componenta orizontală a amplitudinii a variat între limitele 0,1 și 9,2 μ, valoarea medie anuală a amplitudinii fiind 1,2 μ.

Valoarea medie lunară maximă este 2,5 μ și corespunde lunii februarie iar minimă 0,4 μ în luna iulie.

În graficul (*a*) din figura 4 am reprezentat variația valorilor medii ale amplitudinii în funcție de timp.

Se observă că cele trei curbe au aproximativ același aspect, adică ele prezintă maxime clare în perioada de iarnă și minime în perioada de vară. Se vede că maximul curbei pentru anul 1958 este mai ridicat decît maximele anilor 1959—1960.

Se poate trage concluzia că factorii care au provocat activitatea microseismică au fost mai puternici în perioada octombrie 1957—aprilie 1958 decît pentru același interval cu un an respectiv cu doi mai tîrziu, cînd maximele sînt aproximativ egale. Astfel s-ar putea obține pe această bază și date cantitative din punct de vedere climatologic.

Am făcut un studiu asemănător pentru perioada oscilațiilor microseismice, calculînd perioadele medii anuale și lunare pentru cei trei ani. Am extras din datele fiecărui an perioadele maxime și minime și le-am trecut în tabela 2.

Se constată că :

În 1958 valorile perioadelor au variat între 2,2 și 6,3 s, perioada medie anuală fiind 4,6 s, iar perioada medie lunară maximă este 4,9 s în lunile ianuarie și februarie și minimă 4,3 s în luna mai.

Pentru 1959 limitele maxime și minime ale perioadei sînt 2,2—6,5 s, valoarea medie anuală fiind 4,8 s, iar valorile medii lunare maxime și minime fiind 5,3 s în luna februarie și 4,4 în lunile mai și septembrie.

În 1960 valorile-limită ale perioadei sînt 2,0 —6,3 s, valoarea medie anuală fiind 4,5 s, iar valorile medii lunare maxime și minime sînt 5,0 s în luna decembrie și 4,2 s în lunile iulie și august.

În graficele (*b*) din figura 4 am reprezentat variația valorilor medii lunare în funcție de timp.

Se observă că cele trei grafice prezintă maxime în timpul perioadei de iarnă și minime în timpul verii. Maximele și minimele nu sînt prea pronunțate și corespund în general maximelor și minimelor amplitudinii.

Graficul anului 1960 prezintă un maxim pronunțat în luna aprilie, într-o perioadă cînd amplitudinea nu este prea ridicată.

Se poate afirma în concluzie că pentru perioada 1958—1960, la stația București, perioadele cresc o dată cu amplitudinea, dar există și excepții. Legătura dintre perioadă și amplitudine în sensul amintit mai sus a fost constatată și în alte lucrări [1]—[3].

În lucrarea [4], Coulomb, făcînd o analiză a agitației microseismice, arată că fenomenul este mult mai persistent și mai intens în lunile de iarnă, punîndu-se în evidență o variație anuală de necontestat.

Rezultatele obținute de noi pentru anii 1958—1960 sînt în concordanță cu cele din lucrarea [4].

Studiile făcute asupra agitației microseismice [3] și [5] au arătat că acest fenomen prezintă o variație diurnă. Am încercat să punem în evidență acest lucru și la stația București, întocmind graficele din figurile

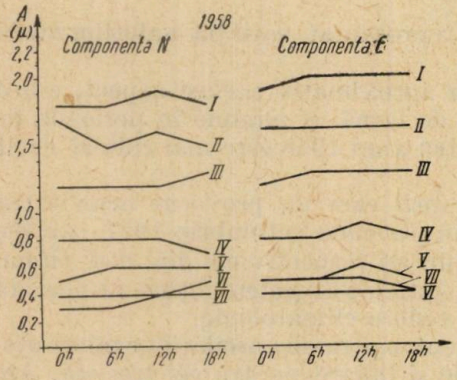


Fig. 5

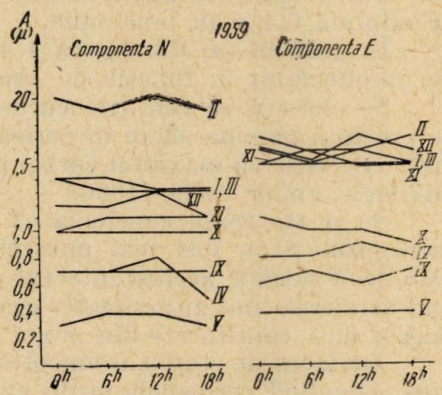


Fig. 6

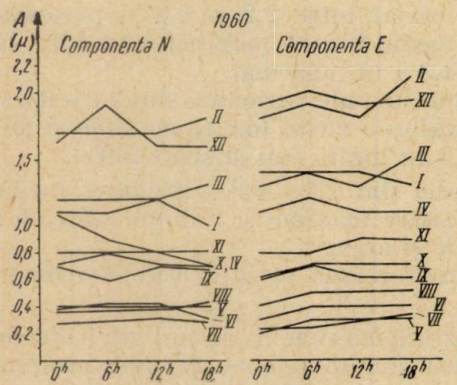


Fig. 7

5 — 7, care reprezintă mediile lunare pentru cele 4 ore ale zilei la care se fac măsurătorile.

Din analiza lor nu am pus în evidență o variație diurnă regulată a amplitudinii.

Comparînd înregistrările stației București cu înregistrările stației Timișoara, Varșovia și Praga, am constatat că valorile agitației microseismice înregistrate la stația Timișoara diferă foarte puțin de cele de la stația București, valorile observate la Timișoara fiind însă aproape sistematic mai mari decît cele de la București. Agitația microseismică de la București este mai mică decît cea înregistrată la Varșovia și mai mare decît cea de la Praga.

Acest fapt se datorește grosimii și configurației geologice a subsolului pe care este așezată stația respectivă [6] — [8].

În perioada 1958—1960 stația București a înregistrat și un număr de „furtuni microseismice", care pot fi numite „crize" ale agitației microseismice și care se observă mai mult în perioada de iarnă.

Am constatat că în anii 1958—1960 s-au înregistrat microseisme cu perioade mici (circa 2,0 s). În [1] s-a făcut ipoteza că aceste microseisme sînt cauzate de depresiunile de pe Marea Neagră.

Primită la redacție la 1 iunie 1964.

BIBLIOGRAFIE

1. A. Serian, *Asupra agitației microseismice la București.* St. și cerc. astronomie și seismologie, *2* (1958).
2. A. Zatopek, *Sur les microséismes de Praga* Travaux Scientifiques, *19*, seria A (1956)
3. A. Zatopek, O. Zikmunda, *Die harmonische Bodenunruhe in Mitteleuropa im Internationaler Geophysikalischen Jahr 1957/58.* Freiberger Forschungshefte. Sonderdruck aus Heft C81, april 1960.
4. Coulomb, *L'agitation microséismique, Handbuch der Physik*, vol. XLVII, Berlin, 1956.
5. M. Bath, *An investigation of the Uppsala microseisms.* Medd. Met. Inst. Uppsala, *14* (1949).
6. К. Ф. Саваренский, Д. Т. Кирнос, *Элементы сейсмологии и сейсмометрии.* Москва, 1955.
7. C. Moreli, *Studio comparativo dei microsismi registrati a Roma ed a Trieste.* Annali di Geofizica, **III**, *1*, 77 (1950).
8. — *Contributo allo studio dei microsismi.* Annali di Geofizica, **I**, 4 (1948).

DETERMINAREA REFRACȚIEI ASTRONOMICE PENTRU DISTANȚE ZENITALE MARI PRIN UTILIZAREA MODELULUI DE ATMOSFERĂ AL LUI F. WHIPPLE

DE

N. DINULESCU

Observatorul astronomic București, str. Cuțitul de argint nr. 5

Autorul folosește în tratarea acestei probleme o cale nouă, diferită de acelea utilizate de astronomii Danjon și Blajko; pentru determinarea legii variației densității atmosferice se deduce din modelul de atmosferă a lui Whipple, prin folosirea relației care leagă densitatea de înălțime, relația $\rho = \frac{\delta}{\delta_0} = e^{-\frac{\mu}{\gamma}}$, unde $\gamma = 0{,}0011332$.

Cu această relație se determină primii cinci termeni ai seriei în care refracția normală e dezvoltată, formula fiind valabilă pentru $z_0 < 80°$; termenii sînt apropiați de cei determinați de Blajko și Danjon.

Într-o lucrare anterioară, folosind modelul de atmosferă alcătuit de astronomul american Fred Whipple [1], am determinat primii cinci termeni ai seriei în care e dezvoltată refracția, seria fiind valabilă pentru distanțe zenitale ale aștrilor sub 80°; metoda folosită a constat în calculul numeric al termenilor seriei, fiecare integrală conținută în expresiile termenilor fiind descompusă în 41 de integrale, corespunzătoare numărului straturilor în care a fost divizată atmosfera terestră după înălțimile modelului, iar pentru densitate s-a luat media aritmetică a valorilor corespunzătoare celor două limite ale fiecărui strat; rezultatele obținute sînt comparabile cu cele deduse de A. Danjon [2] și S. N. Blajko [3] pe alte căi.

Pentru ca determinările acestor constante să atingă o precizie cît mai mare, e necesar ca atmosfera terestră să fie împărțită într-un număr cît mai mare posibil de straturi, ceea ce nu-i de loc greu; în acest caz

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 73–77, BUCUREȘTI, 1965

volumul calculelor se mărește foarte mult și folosirea mașinilor electronice de calcul devine absolut necesară.

În lucrarea de față ne propunem ca, folosind același model de atmosferă din lucrarea menționată mai sus, să determinăm valorile celor cinci coeficienți printr-o metodă în care volumul calculelor este foarte redus.

Din modelul ales, ca de altfel și din alte modele construite pe bază de măsurători recente ale parametrilor atmosferici obținute cu rachetele și sateliții artificiali, se deduce o relație între densitatea atmosferei δ și înălțimea h de forma

$$\log \delta = K_1 h + K_2, \tag{1}$$

coeficienții K_1 și K_2 putînd fi determinați folosind datele modelului ales; relația (1) se poate scrie

$$\delta = e^{ah+b}, \tag{2}$$

în care

$$a = \frac{K_1}{M}, \quad b = \frac{K_2}{M} \qquad (M = \log_{10} e).$$

Notînd cu n indicele de refracție, atunci

$$n - 1 = c\delta, \tag{3}$$

potrivit legii lui Gladstone, astfel că (2) și (3) dau $n - 1 = ce^{ah+b}$ sau

$$n - 1 = K e^{ah} \tag{4}$$

unde $K = ce^b = n_0 - 1$, n_0 fiind indicele de refracție la suprafața solului ($h = 0$). Relația (4) se poate scrie

$$\rho = \frac{n-1}{n_0 - 1} = \frac{\delta}{\delta_0} = e^{ah} \tag{5}$$

Tabela 1

Modelul lui F. Whipple

h	$\delta(g/cm^3)$	h	$\delta(g/cm^3)$	h	$\delta(g/cm^3)$	h	$\delta(g/cm^3)$
0	$1{,}2220 \cdot 10^{-3}$	18	$1{,}3092 \cdot 10^{-4}$	38	$5{,}5463 \cdot 10^{-6}$	60	$3{,}4915 \cdot 10^{-7}$
1,216	$1{,}0544 \cdot 10^{-3}$	20	$9{,}3326 \cdot 10^{-5}$	40	$4{,}1687 \cdot 10^{-6}$	62	$2{,}7353 \cdot 10^{-7}$
2	$9{,}9312 \cdot 10^{-4}$	22	$6{,}6681 \cdot 10^{-5}$	42	$3{,}1696 \cdot 10^{-6}$	64	$2{,}1429 \cdot 10^{-7}$
4	$8{,}0353 \cdot 10^{-4}$	24	$4{,}7974 \cdot 10^{-5}$	44	$2{,}4435 \cdot 10^{-6}$	66	$1{,}6673 \cdot 10^{-7}$
6	$6{,}5314 \cdot 10^{-4}$	26	$3{,}4754 \cdot 10^{-5}$	46	$1{,}8968 \cdot 10^{-6}$	68	$1{,}2853 \cdot 10^{-7}$
8	$5{,}2967 \cdot 10^{-4}$	28	$2{,}5469 \cdot 10^{-5}$	48	$1{,}4826 \cdot 10^{-6}$	70	$9{,}7275 \cdot 10^{-8}$
10	$4{,}2170 \cdot 10^{-4}$	30	$1{,}8707 \cdot 10^{-5}$	50	$1{,}1588 \cdot 10^{-6}$	72	$7{,}2778 \cdot 10^{-8}$
12	$3{,}2810 \cdot 10^{-4}$	32	$1{,}3773 \cdot 10^{-5}$	52	$9{,}0783 \cdot 10^{-7}$	74	$5{,}3952 \cdot 10^{-8}$
14	$2{,}4775 \cdot 10^{-4}$	34	$1{,}0140 \cdot 10^{-5}$	54	$7{,}1286 \cdot 10^{-7}$	76	$3{,}9720 \cdot 10^{-8}$
16	$1{,}8239 \cdot 10^{-4}$	36	$7{,}4817 \cdot 10^{-6}$	56	$5{,}6235 \cdot 10^{-7}$	78	$2{,}9108 \cdot 10^{-8}$
				58	$4{,}4361 \cdot 10^{-7}$	80	$2{,}1087 \cdot 10^{-8}$

Vom deduce prin rezolvarea unui sistem de 42 ecuații cu două necunoscute cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate, rezultat din aplicarea formulei (1) modelului din tabela 1 valoarea constantei $K_1 = -0{,}06\ \text{km}^{-1}$ de unde $a = \frac{K_1}{M} = -0{,}1385\ \text{km}^{-1}$; relația (5) devine atunci

$$\rho = e^{-0{,}1385\,h} \tag{6}$$

funcția $\rho(h)$ reprezentînd, într-o primă aproximație, densitățile din întreaga atmosferă refringentă.

Vom prefera însă legea variației densității în funcție de variabila u în loc de h, deoarece rezultatele obținute cu ajutorul sondajelor aerologice arată că variația cantității $\log \rho$ în funcție de u este o curbă cu o alură mai regulată decît aceea în care abscisele reprezintă înălțimea h.

În dezvoltarea în serie a refracției, valabilă pentru $z < 80°$, intervine variabila u definită de relația $1 - \frac{r_0^2}{r^2} \cdot \frac{n_0^2}{n^2} = 2u$; efectuînd unele calcule se găsește $u = \frac{h}{r_0} - \alpha_0(1-\rho) + \frac{h}{r_0}\alpha_0(1-\rho)$, $(r_0 = 6371{,}20\ \text{km})$.

În cele ce urmează vom păstra din expresia aceasta a lui u numai primul termen $\frac{h}{r_0}$, deoarece valorile celorlalți doi termeni sînt neglijabile ; astfel valoarea maximă a cantității $\alpha_0(1-\rho)$ este de 0,0003, iar cantitatea $\frac{h}{r_0}\alpha_0(1-\rho) < 3.10^{-6}$ $\left[\frac{h}{r_0} < 0{,}02 \text{ pînă la } h < 100\ \text{km}\right]$.

Relația (5) devine, ținînd seama de (6)

$$\rho = e^{-0{,}1385 \times 6371.20\,u} = e^{\frac{u}{\gamma}} \qquad (\gamma = 0{,}0011332).$$

Expresia refracției se poate pune, după efectuarea unor calcule, [2] sub forma următoare :

$$R = \alpha_0 \operatorname{tg} z_0 \int_0^1 \frac{d\rho}{1+\alpha_0\rho} \frac{1}{\sqrt{1+\frac{2u}{\cos^2 z_0}}}, \tag{7}$$

unde $\alpha_0 = n_0 - 1$ (constanta de refracție), $\rho = \frac{n-1}{n_0-1} = \frac{\delta}{\delta_0}$; factorul $\frac{1}{1+\alpha_0\rho}$ diferă foarte puțin de unitate, și el poate fi înlocuit cu valoarea sa medie $1 - \frac{\alpha_0}{2}$; expresia (7) devine

$$R = \frac{\alpha_0\left(1-\frac{\alpha_0}{2}\right)}{\gamma} \operatorname{tg} z_0 \int_0^\infty e^{-\frac{u}{\gamma}} du \left[1 - \frac{u}{\cos^2 z_0} + \frac{3}{2}\frac{u^2}{\cos^4 z_0} - \right.$$
$$\left. - \frac{5}{2}\frac{u^3}{\cos^6 z_0} + \frac{35}{8}\frac{u^4}{\cos^8 z_0} - \cdots\right]. \tag{7'}$$

Efectuînd integrările, obţinem următoarea expresie :

$$R = \alpha_0\left(1-\frac{\alpha_0}{2}\right)\operatorname{tg} z_0\left[1-\frac{\gamma}{\cos^2 z_0}+3\frac{\gamma^2}{\cos^4 z_0}-3.5\frac{\gamma^3}{\cos^6 z_0}+\right.$$
$$\left.+3.5.7\frac{\gamma^4}{\cos^8 z_0}-\cdots\right]. \tag{8}$$

La efectuarea integrării s-au folosit expresiile

$$\int_0^\infty e^{-\frac{u}{\gamma}}du=\gamma,\ \int_0^\infty ue^{-\frac{u}{\gamma}}du=\gamma^2,\ \int_0^\infty u^2e^{-\frac{u}{\gamma}}du=2\gamma^3,\ \int_0^\infty u^3e^{-\frac{u}{\gamma}}du=6\gamma^4,$$
$$\int_0^\infty u^4e^{-\frac{u}{\gamma}}du=24\,\gamma^5.$$

Adoptîndu-se pentru α_0 valoarea 0,00029264 — în secunde de arc 60",35 — expresia (8) devine, după efectuarea calculelor,

$$R = 60'',35\ \operatorname{tg} z_0 - 0'',0684\ \operatorname{tg} z_0\ \sec^2 z_0 + 0'',000232\ \operatorname{tg} z_0\ \sec^4 z_0 -$$
$$- 0'',00000\,132\ \operatorname{tg} z_0\ \sec^6 z_0 + 0'',000\,000\,010\ \operatorname{tg} z_0\ \sec^8 z_0\ldots \tag{9}$$

A. Danjon găseşte o serie ai cărei termeni au valori foarte apropiate de cele din (9), ceea ce rezultă şi din compararea valorilor refracţiei normale din tabela 2 calculate cu formula (9) şi cu cea dedusă de A. Danjon, care a luat pentru α_0 valoarea 60",343.

Tabela 2

z	R (formula (9))	R (Danjon)
0	0",00	0",00
10	10,63	10,63
20	21,94	21,93
30	34,79	34,78
40	50,54	50,53
50	71,73	71,69
60	104,06	104,05
70	164,25	164,24
80	330,64	330,80

S. N. Blajko pleacă de la relaţia $\rho = e^{\frac{h-h_0}{6,34}}$ şi consideră valabilitatea formulei cu o aproximaţie suficientă pentru δ pînă la $h = 40$km, dacă se ia în formulă $h = 0$; autorul ajunge prin calcule la o formulă a refracţiei cu termeni foarte apropiaţi de cei determinaţi de noi şi de A. Danjon ; valorile refracţiilor normale sînt cu puţin mai mici ca cele din tabela 2, deoarece Blajko ia pentru α_0 valoarea 60",30.

Dacă se adoptă pentru α_0 valoarea 50″,154, care e folosită în „Connaissance des Temps" pentru calculul refracțiilor normale, atunci formula refracției ia forma următoare :

$$R = 60'',154 \operatorname{tg} z_0 - 0'',0681 \operatorname{tg} z_0 \sec^2 z_0 + 0'',000232 \operatorname{tg} z_0 \sec^4 z_0 - \\ - 0'',000\,00131 \operatorname{tg} z_0 \sec^6 z_0 + 0'',000\,000\,010 \operatorname{tg} z_0 \sec^8 z_0 - \ldots \quad (10)$$

Calculînd cu acestă formulă refracțiile normale pentru distanțele zenitale cuprinse în tabela 3, se obțin valori extrem de apropiate de cele din „Connaissance des Temps".

Tabela 3

Formula (10)	Refracții normale (C.d.T.)
0° 0″,00	0″,00
10 10,59	10,60
20 21,87	21,87
30 34,68	34,69
40 50,38	50,40
50 71,49	71,51
60 103,72	103,76
70 163,72	163,78
80 329,53	329,80

Primită la redacție la 20 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. Gerard P. Kuiper, *The earth as a planet.* The University of Chicago Press, Chicago, Illinois, 1954.
2. André Danjon, *Astronomie générale* (2e éd.). R. et J. Sennac, Paris, 1959.
3. S. N. Blajko, *Kurs sfericeskoi astronomii.* Moscova, 1954.

VALORILE ELEMENTELOR GEOMAGNETICE H, I, Z ŞI F ÎN ARDEAL ŞI BANAT LA 1960,0[1]

DE

ACADEMICIAN G. ATANASIU, T. NEŞTIANU, IL. BUCUR, D. ZUGRĂVESCU şi C. DEMETRESCU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

Prezenta lucrare face parte dintr-un studiu de magnetism regional, care va cuprinde măsurarea elementelor geomagnetice D, H, I, Z în peste 300 de staţiuni din Ardeal şi Banat, distribuite într-o reţea pe cît posibil uniformă, cu latura de circa 20 km (ceea ce face să revină o staţiune la fiecare 400 km^2). Abaterile de la distribuţia uniformă sînt datorate în primul rînd necesităţii de a evita anomaliile magnetice locale, nesemnificative la scara la care este executată lucrarea noastră; în afară de aceasta, în unele cazuri, în regiuni cu relieful accidentat, reţeaua a fost deformată şi de distanţa mare dintre drumurile de acces. Pînă acum am realizat 265 din aceste staţiuni, legate între ele prin profile de variometru magnetic vertical. În felul acesta vom întocmi hărţile magnetice ale Ardealului şi Banatului, care vor întregi harta magnetică a R.P.R. şi vor servi de asemenea pentru harta magnetică unitară a Europei Centrale şi de sud-est.

În trecut s-au mai făcut măsurători de magnetism terestru în Ardeal, şi Banat, începînd din anul 1848, de către K. Kreil şi reluate apoi de G. Schenzl (1864), Ig. Kurländer (1890), iar mai recent de Şt. Procopiu şi colaboratori (1936—1939), G. Atanasiu singur sau cu colaboratori (1936—1964), G. Barta (1943), L. Constantinescu şi colaboratori (1949—1952). În ultimii ani (1957—1961), N. Milea, V. Şteflea şi L. Popovici au efectuat măsurători de racordare în cîteva staţiuni din estul şi sudul regiunii studiate de noi. Despre aceste lucrări, care sînt citate în publicaţiile noastre anterioare [1], [2], [3], [4], vom vorbi mai mult în lucrarea asupra variaţiei seculare a elementelor magnetice, între anii 1848—1964, în regiune.

---

[1] Apare şi în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série Géophysique, 9, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL.—GEOFIZ.—GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 3, Nr. 1, p. 79—97, BUCUREŞTI, 1965

Lucrarea de faţă se compune din două părţi : prima parte se referă la componenta orizontală H, iar partea a doua la componenta verticală Z. De asemenea se prezintă valorile înclinaţiei I şi ale cîmpului total F la 1960,0.

I

2. COMPONENTA ORIZONTALĂ

Cercetările începute de noi în anul 1936 şi continuate pînă astăzi se întind, cu unele întreruperi, pe o perioadă de 28 ani. Această perioadă poate fi separată în două etape în ce priveşte persoanele care au luat parte la determinări şi anume : o primă etapă de 15 ani, între anii 1936—1951, în care prof. G. Atanasiu a lucrat singur sau cu ajutoare benevole şi o a doua etapă, de 14 ani, din 1951 pînă azi, cînd s-a lucrat cu colaboratori ai Academiei R.P.R.

3. APARATURA ŞI METODA DE MĂSURĂ

Între anii 1936 — 1958 am lucrat cu teodolitul magnetic prin metoda Gauss-Lamont, iar din 1958 pînă azi am lucrat cu magnetometre QHM şi HTM.

Măsurătorile făcute de noi în trecut cu teodolitul magnetic au fost reluate, aproape toate, cu cele două aparate QHM şi cu aparatul HTM de care dispune secţia noastră. Teodolitele magnetice permit, în lucrările de teren, o precizie de $\pm 20-30\,\gamma$, pe cînd aparatele QHM şi HTM, o precizie de $\pm\ 2\ -\ 3\gamma$.

Teodolitul magnetic Chasselon a fost descris în lucrări anterioare [1]. În ce priveşte aparatele QHM şi HTM, acestea încă nu au fost utilizate în lucrări româneşti ; de aceea dăm o scurtă descriere a lor.

Aparatul QHM la Cour [5] este compus dintr-un magnet foarte mic ($1 \times 1 \times 15$ mm) de ferocobalt. Momentul său magnetic este de ≈ 2 u.e.m. Magnetul este suspendat de un fir de cuarţ foarte fin, cu coeficient de torsiune practic constant. Aparatul se montează fie pe baza cu cerc gradat a unui teodolit, fie pe o bază gradată proprie.

Principiul de funcţionare al aparatului constă în echilibrarea momentului cuplului dat de componenta orizontală de către momentul cuplului de torsiune al firului. La echilibru are loc egalitatea

$$\log H = C - \log \sin \varphi + C_1 t - C_2 H \cos \varphi, \qquad (1)$$

unde φ este unghiul de deviere medie a magnetului cînd firul de cuarţ este torsionat cu 2π, t temperatura magnetului, iar C, C_1 şi C_2 sînt constante ale aparatului.

Aparatul este sensibil la variaţii de temperatură ; pentru acest motiv temperatura este citită la termometrul aparatului cu o precizie de 1/10°C. Am căutat să evităm variaţii mari de temperatură lucrînd totdeauna la umbră sau sub cort.

Constanta C_2 are o valoare foarte mică, astfel că eroarea ce s-ar face neglijînd-o, pentru întreg teritoriul R.P.R., nu depăşeşte 2γ.

Constantele C şi C_1 se determină prin măsurători făcute la un observator magnetic care poate determina valorile lui H cu o precizie suficientă.

Cele două aparate QHM utilizate de noi, cu nr. 465 şi 466, au fost comparate astfel :

1) la Rude-Skov (Danemarca) de casa constructoare (1958);
2) la Niemegk (R.D.G.) în anii 1961 şi 1963;
3) la Krasnaia Pahra (U.R.S.S.) în 1962.

Ele au mai fost comparate şi cu cele 3 aparate QHM ale Institutului geomagnetic din Potsdam, pe care secţia noastră le-a avut la dispoziţie în anii 1958—1959.

Aceste comparări ne-au permis să punem în evidenţă o uşoară variaţie a constantei C cu timpul, care corespunde la o creştere a valorii determinate a lui H cu $\approx 2\gamma$/an.

Constanta C_1 a fost verificată în 1963 prin măsurători făcute la Observatorul Surlari, la temperaturi diferite, între 0° şi + 11°C. S-au regăsit valorile date de casa constructoare.

Determinările s-au făcut în fiecare staţie cu două aparate, folosind, de obicei, schema : 0, $+ 2\pi$, $- 2\pi$, 0, $+ 2\pi$, $- 2\pi$, 0, unde $\pm 2\pi$ reprezintă unghiul cu care s-a torsionat firul de cuarţ într-un sens sau altul. Ca urmare a faptului că unghiul de deviaţie φ este mare (61° — 70°), H poate fi determinat cu o precizie de aproximativ $\pm 1\gamma$. Reducerile aplicate măsurătorilor de pe teren, pe baza datelor Observatorului geofizic Surlari, situat la o depărtare mare de regiunea studiată, face ca această precizie să scadă la $\pm 2 - 3\gamma$.

Deşi nu este un aparat de măsuri absolute, aparatul QHM tinde să înlocuiască astăzi, pe teren, teodolitul magnetic, dînd valori foarte precise ale componentei H în diferite staţiuni, în funcţie de valorile lui H determinate în staţia principală de bază : observatorul magnetic.

Aparatul HTM (Askania) se bazează pe acelaşi principiu, deosebindu-se de QHM numai prin anumite detalii de construcţie. Constantele acestui aparat au fost verificate prin comparaţie cu aparatele QHM.

4. REDUCEREA LA ACEEAŞI EPOCĂ A VALORILOR OBŢINUTE

Toate valorile obţinute pentru H la date diferite au fost aduse la epoca 1960,0. Acest lucru s-a obţinut admiţînd că variaţia seculară a lui H, ca de altfel şi variaţia diurnă şi accidentală, au fost aceleaşi în staţiunile măsurate în Ardeal şi Banat ca şi la Observatorul magnetic Surlari.

Pentru reducerea datelor s-a luat pentru componenta orizontală la Observatorul Surlari la 1960,0 valoarea 22 505 γ, care reprezintă media tuturor zilelor din anii 1959 şi 1960. Pentru a putea racorda hărţile noastre cu lucrări similare din alte ţări, la această valoare s-au adăugat 40γ, diferenţa nivelelor magnetice ale observatoarelor Niemegk (R.D.G.) şi Surlari.

În cursul fiecărei campanii anuale, s-au făcut lunar măsurători de verificare şi legătură la Observatorul Surlari.

În felul acesta, s-au obţinut pentru unele dintre staţiunile în care s-au repetat măsurătorile, valorile trecute în tabela 1, care arată că precizia măsurătorilor a fost de ordinul $\pm 2 - 3\gamma$.

Tabela 1

Valorile componentei orizontale la 1960,0, în unele staţiuni repetate, în Oe

Nr.	Staţiunea	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964
3	Cluj A.P.	0,21285	0,21286	0,21278	0,21292	0,21292	0,21297	0,21301
25	Hărman	—	0,21839	0,21843	—	—	—	0,21851
33	Gheorghieni	—	0,21463	—	—	—	—	0,21456
35	Lacul Roşu	—	0,21378	—	—	—	—	0,21388
69	Bistriţa	0,21148	—	—	—	—	0,21142	0,21148
79	Oradea	0,21169	—	—	—	0,21173	—	—
81	Aleşd	0,21160	—	—	—	0,21164	—	—
93	Carei	0,20888	—	—	—	—	0,20887	—
96	Lipova	0,21691	—	—	—	0,21699	0,21693	—
99	Tămăşeu	0,21119	—	—	—	—	—	0,21124
117	Rupea	—	0,21711	—	—	—	—	0,21722
122	Oituz	—	0,21735	—	—	—	—	0,21746
123	Reghin	—	0,21257	0,21253	—	—	0,21263	—

5. HARTA IZODINAMELOR COMPONENTEI ORIZONTALE

Numerotarea, denumirea şi coordonatele geografice ale staţiunilor nr. 1—176 sînt aceleaşi ca şi în lucrările noastre anterioare [3],[4]. Coordonatele geografice ale staţiunilor noi nr. 177—265, sînt date în tabela 5.

În tabela 6, coloana 3, sînt date valorile componentei H la epoca 1960,0 în unităţi CGS e.m.(Oe).

Cu ajutorul valorilor trecute în tabela 6, s-a întocmit harta izodinamelor componentei H în Ardeal şi Banat, pe baza celor 265 de staţiuni măsurate de noi cu aparatele QHM şi HTM. Echidistanţa izodinamelor este de 50γ.

Pe întinsul teritoriului studiat de noi, componenta orizontală variază de la 22 400 γ în sudul Banatului, Moldova Veche, pînă la 20 600 γ în partea cea mai de nord a regiunii Maramureş, la Tarna Mare, adică prezintă o scădere, de la sud spre nord, de 1 800 γ.

Se poate lua, în primă aproximaţie, ca valoare a gradientului de latitudine normal 500 γ/grad (4,5 γ/km). Izodinamele sînt dirijate în general de la est la vest, însă cu destule abateri datorite anomaliilor regionale.

Părţile hărţii în care izodinamele sînt desenate întrerupt sînt acelea corespunzătoare munţilor Hărghita şi Călimani, masive vulcanice cu foarte numeroase anomalii locale.

6. ASPECTE CARACTERISTICE ALE CURBELOR IZODINAME. GRADIENTUL DE LATITUDINE. ANOMALII ALE COMPONENTEI ORIZONTALE

Anomaliile componentei orizontale vor ieşi bine în evidenţă atunci cînd vom face calculul valorilor normale ale lui H pentru regiunea cercetată de noi. Pînă atunci se pot trage unele concluzii preliminare, care rezultă fie din gruparea mai strînsă sau mai largă a izodinamelor, fie după forma lor.

De la prima vedere se constată că paralela de 46°30′ separă două regiuni deosebite ale hărţii componentei orizontale. La N de această paralelă, direcţia generală a izodinamelor este E-V, cu o uşoară ridicare spre N, pe cînd la S de paralela indicată, izodinamele coboară uşor spre S. Se mai vede că la N de această paralelă, gradientul de latitudine este mai mic, de ordinul de mărime 300—450 γ/grad, şi izodinamele sînt mai puţin curbate, pe cînd la S se desenează numeroase anomalii şi gradientul este mult mai mare, depăşind în unele locuri valoarea de 1000 γ/grad.

În partea cea mai de S E a hărţii, în lungul meridianului de 26° E Gr, gradientul de latitudine este de 450γ/grad sau 4γ/km. La N V de Braşov, pe Valea Oltului, în jurul staţiei 139 (Comana de Jos) se observă valori mai mici ale lui H decît cele normale. Mult mai la N, în zona staţiunii 34 (Ditrău), unde noi am pus în evidenţă încă din anul 1949 [6] o puternică anomalie a componentei verticale şi a înclinaţiei [3], harta noastră nu indică o valoare anomală a lui H datorită întinderii limitate a acestei anomalii. În lungul meridianului de 25° gradientul de latitudine este de 450γ/grad în partea de S, pe cînd spre N el scade foarte mult. Izodinamele devin mult mai dese în lungul meridianului 24°30′ : în partea de S, gradientul de latitudine este de 800 γ/grad, pe cînd în partea de N a hărţii, pe acelaşi meridian gradientul este de numai ≈300γ/grad.

Între paralele 46° şi 47°N şi meridianele 24° şi 25° E Gr, între care se cuprinde partea principală a bazinului Transilvaniei, izodinamele componentei H pun în evidenţă prin curbura lor, spre N în partea de N şi spre S în partea de S, o întinsă şi puternică anomalie, care iese mai bine în evidenţă pe harta izodinamelor componentei verticale.

În regiunea staţiunii nr. 179 (Sîmbăta de Sus) apropierea liniilor izodiname indică probabil prezenţa anomaliei de la Drăguş, care a fost semnalată şi conturată de noi din anul 1950 [7] ca anomalie a componentei verticale.

După meridianul de 24° între paralelele 46° şi 47°N, gradientul este de ≈800 γ/grad.

În zona staţiunilor 145 (Sibiu), 146 (Hamba), 21 (Orlat) şi 181 (Loamneş), se desenează o bine caracterizată anomalie pozitivă.

Pe acelaşi meridian de 24° dar mai la nord, între paralelele 47° şi 48°N gradientul de latitudine este de numai 400 γ/grad.

O grupare strînsă a izodinamelor se observă şi după meridianul 23° 30′ în partea de sud a hărţii, unde, între staţiunile 84 (Lunca Arieşului) şi 7 (Alba Iulia), gradientul de latitudine atinge 1 100 γ/grad. La vest de Alba Iulia, staţiunile 51 (Şibot) şi 237 (Presaca Ampoiului) arată o netă anomalie negativă.

La Baia Mare se remarcă o anomalie pozitivă, iar la V de Baia Mare o anomalie negativă, ambele de slabă intensitate.

După meridianul de 23° în partea de N, gradientul de latitudine este de ≈450γ/grad.

La N de Izvorul Crişului, staţiunile 257 (Almaşul Mare), 202 (Buciumi) şi 256 (Păuşa), arată o anomalie a componentei *H* care corespunde anomaliei componentei *Z* pusă în evidenţă în această regiune de noi în anul 1956 [8].

O mai întinsă anomalie negativă iese în evidenţă în regiunea Deva (staţiunea 47) — Orăştie (staţiunea 39) — Costeşti (staţiunea 50).

Cele mai strînse izodiname ale componentei orizontale se observă, în partea de S a hărţii, între următoarele staţiuni : la V de meridianul de 24° între staţiunile 8 (Blaj) şi 186 (Ungurei) gradientul de latitudine este de 15 γ/km ; valorile din staţiunile 236 (Intregalde) şi 7 (Alba Iulia) determină un gradient de 13 γ/km. Între staţiunile 60 (Lugoj) şi 59 (Sacul Jena) obţinem valoarea cea mai ridicată a gradientului, ≈ 17 γ/km. De altfel, această ultimă regiune a fost semnalată de noi în lucrări anterioare, prin puternica anomalie a componentei *Z* de la Găvojdia, care a şi fost conturată de noi [8], şi de asemenea printr-o anomalie a înclinaţiei [3]. Pe porţiunea de N a meridianului de 22°, între paralelele 46° şi 47° N, izodinamele sînt aproape egal distanţate cu un gradient de ≈ 600 γ/grad.

La E de Timişoara, staţiunile 155, 156 şi 158 (Recaş, Buziaş, Sacoşul Turcesc) arată o anomalie a componentei *H* prin strîngerea liniilor izodiname.

În partea de S a Banatului, în apropierea Dunării, sînt numeroase şi puternice anomalii datorite rocilor eruptive din regiune.

În felul acesta noi am indicat calitativ principalele anomalii magnetice regionale ale componentei orizontale în Ardeal şi Banat. În anii următori harta va fi completată în zonele anomale, în vederea conturării mai precise a acestora.

7. VARIAŢIA SECULARĂ A COMPONENTEI ORIZONTALE ÎNTRE ANII 1958—1963

Valorile măsurate în ani diferiţi, în aceeaşi staţiune, au fost reduse la media zilelor calme ale anilor respectivi. Rezultatele sînt trecute în tabela 2, care dă o imagine generală a variaţiei seculare între anii 1958—1964 pe teritoriul studiat de noi.

Variaţia seculară are valori de ≈ +15 γ/an în sud-estul şi de 8 γ/an în nord-vestul teritoriului studiat.

Tabela 2

Valorile componentei orizontale în staţiuni repetate, raportate la anul măsurii în Oe

Nr.	Staţiunea	1958,5	1959,5	1960,5	1961,5	1962,5	1963,5	1964,5
3	Cluj A.P.	0,21296	0,21291	0,21290	0,21314	0,21328	0,21346	0,21365
25	Hărman	—	0,21844	0,21855	—	—	—	0,21915
33	Gheorghieni	—	0,21468	—	—	—	—	0,21520
35	Lacul Roşu	—	0,21383	—	—	—	—	0,21452
69	Bistriţa	0,21159	—	—	—	—	0,21191	0,21212
79	Oradea	0,21180	—	—	—	0,21209	—	—
81	Aleşd	0,21171	—	—	—	0,21200	—	—
93	Carei	0,20899	—	—	—	—	0,20936	—
96	Lipova	0,21702	—	—	—	0,21735	0,21742	—
99	Tămăşeu	0,21130	—	—	—	—	—	0,21188
117	Rupea	—	0,21716	—	—	—	—	0,21786
122	Oituz	—	0,21740	—	—	—	—	0,21810
123	Reghin	—	0,21262	0,21265	—	—	0,21312	—

II

8. COMPONENTA VERTICALĂ

Plecînd de la valorile componentei orizontale şi ale înclinaţiei, aduse la anul 1960,0, am calculat valoarea componentei verticale cu ajutorul relaţiei

$$Z = H \operatorname{tg} I, \tag{2}$$

pentru aceeaşi epocă.

Măsurarea componentei orizontale s-a făcut, cum am spus mai înainte, cu o eroare finală de $\pm 3\gamma$, iar înclinaţia cu o eroare de 0,4′. În aceste condiţii un calcul simplu ne arată că relaţia (2) dă valoarea componentei Z cu o aproximaţie de $\pm 8-9\gamma$. Staţiunile noastre fiind legate între

Tabela 3

Valorile componentei verticale la 1960,0 în unele staţiuni repetate, în Oe.

Nr.	Staţiunea	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964
3	Cluj A. P.	0,42176	0,42169	0,42142	0,42146	0,42179	0,42160	0,42172
25	Hărman	—	0,41706	0,41707	—	—	—	—
69	Bistriţa	—	—	—	—	—	0,42419	0,42421
91	Beclean (Someş)	0,42450	—	—	—	—	0,42433	—
96	Lipova Băi	0,41530	—	—	—	0,41519	—	—
98	Timişoara	0,41393	—	—	—	—	0,41406	—
122	Oituz	—	0,41955	—	—	—	—	0,41956
123	Reghin	—	0,42170	—	—	—	0,42158	0,42194
145	Şelimbăr	—	—	0,41579	—	0,41581	—	0,41586

ele prin profile de variometru magnetic vertical, s-a putut face un control al valorii lui Z, care a arătat că erorile de care sînt afectate valorile calculate sînt de ordinul de mărime indicat mai sus.

În cîteva staţiuni pentru care nu s-a putut calcula Z după formula (2), din lipsa unuia dintre elementele H sau I, s-au folosit valorile obţinute prin transport cu variometrul magnetic vertical.

În tabela 3 sînt date rezultatele obţinute în staţiunea Cluj Ameliorarea Plantelor şi în alte cîteva staţiuni, prin măsurători făcute în ani diferiţi. În tabela 4 sînt date valorile componentei verticale în anii 1958—1964 în unele staţiuni repetate, găsindu-se o variaţie seculară $\Delta Z \simeq +30\gamma$/an.

Tabela 4

Componenta Z în staţiuni repetate: valori raportate la anul măsurii, în Oe

Nr.	Staţiunea	1958,5	1959,5	1960,5	1961,5	1962,5	1963,5	1964,5
3	Cluj A.P.	0,42102	0,42122	0,42163	—	0,42240	0,42273	—
25	Hărman	—	0,41673	0,41694	—	—	—	0,41830
96	Lipova	0,41474	—	—	—	0,41581	—	—
122	Oituz	—	0,41921	—	—	—	—	0,42047
123	Reghin	—	0,42168	—	—	—	0,42291	—

9. MĂSURI CU APARATELE BMZ

În ultimele 13 staţiuni trecute în tabela 5, valorile componentei verticale n-au fost calculate plecînd de la valorile componentelor H şi I, ci au fost măsurate direct cu ajutorul a două aparate BMZ construite la Copenhaga [11]. Precizia acestor determinări a permis ca în tabela 6 valorile obţinute pe această cale să fie date cu 5 cifre semnificative.

Construcţia aparatului BMZ nu diferă principial de aceea a unui variometru magnetic cu cuţit de cuarţ. Metoda de lucru este însă diferită, componenta verticală fiind măsurată cu aparatul BMZ printr-o *metodă de zero*. Deviaţia magnetului, care este foarte uşor (2,5g) şi are un moment magnetic mic, este anulată de cîmpul unui magnet care poate fi rotit în plan vertical, fiind montat sub magnetul mic care deviază. Un alt magnet, tubular, fixat vertical deasupra aparatului, anulează partea cea mai mare (peste 95%) a componentei verticale a cîmpului magnetic terestru.

Orientarea azimutală exactă a aparatului BMZ nu este necesară deoarece, prin metoda de zero utilizată, cuplul datorit acţiunii componentei H asupra magnetului este nul.

Termometrul introdus în magnetul tubular permite citirea temperaturii cu o eroare de 1/50°C putîndu-se astfel elimina, cu suficientă precizie, variaţia cu temperatura a momentului său, lucru foarte important dat fiind valoarea mare a acestuia.

Componenta verticală este dată de relaţia

$$Z = Z_T + Z_r - \alpha t - 2\alpha \Delta t, \qquad (3)$$

unde Z_T este cîmpul magnetului tubular, Z_r cîmpul magnetului care se roteşte, dat în tabele funcţie de unghiul de rotire, α coeficientul de temperatură şi Δt variaţia, pe minut, a temperaturii în timpul măsurii.

Valorile Z_T, Z_r şi α sînt date de casa constructoare ; ele se pot controla făcînd măsurători la un observator care dă valoarea lui Z cu suficientă precizie.

Citind valoarea unghiului magnetului care se roteşte cu o eroare de $\pm$ 0,1 grad sexagesimal şi temperatura cu precizia arătată, relaţia (3) dă valoarea lui Z cu o eroare mai mică de $\pm$ 2γ, funcţie de unghiul de înclinare a magnetului rotitor. Precizăm că, lucrînd cu valori ale unghiului mai mici de 20°, eroarea coboară sub $\pm$ 0,6γ. Reducerea variaţie diurne şi accidentale cu ajutorul înregistrărilor de la Observatorul Surlari, care este depărtat de regiunea studiată, scade precizia.

Aparatul este uşor de transportat, iar măsurătorile se fac repede şi destul de comod. Valorile lui Z s-au obţinut de obicei din media a 6 citiri ale poziţiei magnetului rotitor.

Avantajele aparatului BMZ explică utilizarea lui, tot mai frecventă astăzi, pentru determinarea precisă a componentei verticale pe teren.

În planul de lucru al colectivului nostru a fost programată măsurarea tuturor staţiunilor din regiunea studiată de noi, cu ajutorul aparatelor BMZ, ceea ce ne va permite să dăm valorile componentei Z cu o precizie şi mai mare decît pînă acum.

10. HARTA IZODINAMELOR COMPONENTEI VERTICALE

Cu valorile Z înscrise în tabela 6, coloana 5, s-a întocmit harta izodinamelor componentei Z la 1960,0 pentru întreg teritoriul studiat de noi. Izodinamele au fost trasate cu o echidistanţă de 100 γ.

Pe teritoriul studiat, valorile componentei verticale cresc de la 40 600 γ în extremitatea sudică a regiunii (Banat), pînă la peste 42 900γ în partea cea mai de N a Maramureşului, la Tarna Mare.

Prima privire a hărţii arată, prin neregularitatea traseului izodinamelor, multe anomalii ale componentei verticale. Izodinamele neperturbate ar avea direcţia generală ESE — VNV în partea de est şi centrală a hărţii, pe cînd în partea de V şi de SV ele au tendinţa de a lua direcţia E —V.

Anomalii regionale de mare întindere perturbă puternic traseul normal. Anomaliile cele mai însemnate sînt :

— anomalia pozitivă de la N şi NV de Braşov, staţiunile 25, 121, 116, 118;

— anomalia pozitivă de la Sîngeorz Băi, staţiunea 68;

— anomaliile pozitive şi negative care acopăr bazinul Transilvaniei;

— anomalia pozitivă care se întinde la N de Izvorul Crişului, staţiunile 90, 257, 202, 256, şi 206;

— anomalia negativă de la E de Arad, staţiunile 97, 165, 153;

— anomaliile de la E de Timişoara, staţiunea 157 (Belinţ) şi la V de Timişoara, staţiunile 160 (Beregsăul Mare) şi 162 (Hodoni);

— anomalia pozitivă care acoperă regiunea de la NE de Sacul-Jena, staţiunile 59, 53, 239, 240, 241, 46, 243, extinsă peste M-ţii Poiana Ruscă. Forma reală a acestei anomalii va fi precizată ulterior;

— anomalia negativă din jurul staţiunii 226 (Gîrlişte), în partea de S a Banatului.

O imagine mai clară a formei tuturor anomaliilor şi a intensităţii lor va fi obţinută după ce se vor calcula valorile normale ale componentei Z şi se vor trasa curbele izanomale.

Pentru evaluarea anomaliei componentei verticale se utilizează relaţia:

$$Z_a \text{ (anomal)} = Z_m \text{ (măsurat)} - Z_n \text{ (normal)}. \qquad (4)$$

Aplicarea relaţiei (4) cere cunoaşterea cîmpului normal Z_n. Pentru un calcul aproximativ al anomaliei se poate folosi gradientul de latitudine evaluat cu ajutorul valorilor extreme ale lui Z pe diferite meridiane ale hărţii izodinamelor. Am găsit în felul acesta valoarea medie aproximativă 5,2 γ/km sau 570 γ/grad. De exemplu pentru anomalia pozitivă din staţia Iernut, luînd valoarea gradientului $\approx 5{,}2$ γ/km, am găsit $\Delta Z_a \approx +300$ γ. În acelaşi fel am găsit la Izvorul Crişului $\Delta Z_a \approx +250$ γ.

În numeroase regiuni ale hărţii se observă valori anomale ale gradientului de latitudine a lui Z. De exemplu, pe meridianul de 24° E Gr, gradientul nu se poate determina mai exact decît în partea de N, între paralelele 47°—48°N, pentru care găsim $\approx 4{,}6$ γ/km; pentru partea sudică, între paralela 46° şi Culmea Carpaţilor, găsim o valoare mult mai ridicată de $\approx 8{,}6$ γ/km. În lungul meridianului de 23°, la N de paralela 47°, gradientul este de $\approx 6{,}4$ γ/km, pe cînd la S, între Mureş şi Olt, valoarea gradientului este de 5,3 γ/km. Pe meridianul de 22°, la N de paralela 46°, găsim $\approx 6{,}0$ γ/km.

Valorile cele mai ridicate ale gradientului Z sînt: pe meridianul de 24° la încrucişarea cu paralela de 46° N, unde atinge, între staţiunile 186 (Ungurei) şi 181 (Loamneş), valoarea de 15 γ/km; la SE de Timişoara, pînă la staţiunea 158 (Sacoşul Turcesc), gradientul este $\approx 13{,}3$ γ/km; la Sacul-Jena, obţinem valoarea foarte ridicată de 21,5 γ/km, la fel la N de Izvorul Crişului, unde gradientul are valoarea de ≈ 24 γ/km.

Cele mai mici valori ale gradientului se observă în partea de N a Ardealului.

Anomaliile din Bazinul Transilvaniei, care reprezintă derogarea pe suprafaţa cea mai întinsă a izoliniilor de la parcursul normal, sînt orientate după direcţiile Sărmaş-Iernut şi Sărmaş-Chirileu-Bahnea-Dumbrăveni-Noul Săsesc-Agnita.

Anomalii de mai mică întindere, deşi unele dintre ele foarte intense, nu apar pe harta componentei verticale din cauză că noi am evitat amplasarea staţiunilor pe anomalii restrînse ca suprafaţă, ceea ce ne-ar fi dat o deformare a izodinamelor pînă la distanţe mari de staţia anomală.

Anomaliile caracteristice ale componentei Z, dar care nu apar pe hartă din motivele mai sus arătate, sînt de exemplu : anomalia pozitivă de la Ditrău — Remetea, semnalată de noi anterior [6], de ordinul de intensitate $\Delta Z \simeq +1\,000\ \gamma$, de asemenea anomaliile pozitive şi negative din M-ţii Hărghita [6]; anomalia pozitivă de la Sîmbăta de Sus-Drăguş [7]; anomalia negativă de la Teiuş [9]; lanţul de anomalii pozitive de pe Valea Mureşului între Ocna Mureşului şi Tg. Mureş; anomalia pozitivă de la Găvojdia cu $\Delta Z \simeq +\ 700\ \gamma$ [8]; anomaliile pozitive de la E şi SV de Timişoara ; anomaliile din sudul Banatului. Toate aceste anomalii sînt semnalate şi unele dintre ele sînt bine conturate în lucrările noastre anterioare [6], [7], [8], [9], [12], [13], [14].

Subliniem de altfel, că în cursul determinărilor noastre am făcut numeroase profile de variometru magnetic vertical între staţiunile absolute şi de asemenea profile de lung parcurs. Dintre acestea din urmă citäm : profilul Braşov — Sf. Gheorghe—Ditrău—Topliţa ; profilul Braşov—Făgăraş—Alba Iulia — Teiuş — Cluj ; profilul Cluj — Huedin — Oradea ; profilul Baia Mare — Satu Mare ; profilul Carei — Oradea — Salonta ş.a.

În unele regiuni terenul a fost studiat cu numeroase staţiuni de variometru magnetic vertical. Aşa de exemplu regiunea de SE a Ardealului a fost studiată cu peste 300 staţiuni de variometru magnetic vertical [6]; în partea de S a Ardealului, raioanele Sibiu, Făgăraş, Braşov, s-au făcut 955 staţiuni de variometru [7]; regiunea dintre Tîrnave şi la S de Tîrnava Mare a fost studiată cu ≈ 300 staţii de variometru [9]; regiunea văii Mureşului între Alba Iulia şi Ocna Mureşului, cu 164 staţiuni de variometru ; regiunea din jurul Clujului şi altele au fost şi ele studiate cu variometre magnetice.

Lucrări de prospecţiune magnetică, cu staţiuni dese de variometru, au fost efectuate de echipe ale Comitetului Geologic care au delimitat unele dintre zonele anomale puse în evidenţă şi de noi [15], [16].

În felul arătat, noi am obţinut o vedere generală, fără a fi însă completă, a repartiţiei valorilor componentei verticale în Ardeal şi Banat.

Studiile următoare pe care le vom face cu ajutorul aparatelor BMZ, ne vor permite o vedere mai completă a repartiţiei cîmpului magnetic vertical pe teritoriul studiat. După calcularea valorilor normale cu ajutorul formulelor clasice, se vor putea contura mai bine anomaliile componentei Z şi se va preciza intensitatea lor.

Harta repartiţiei componentei verticale în Ardeal şi Banat, sprijinită şi de ridicările gravimetrice, va servi pentru lămurirea geologiei de profunzime a acestor regiuni şi va da îndrumarea generală pentru prospecţiunile magnetice în vederea descoperirii zăcămintelor de minereuri utile.

11. CÎMPUL MAGNETIC TOTAL (F)

Acest cîmp a fost calculat cu ajutorul relaţiei

$$F = \frac{H}{\cos I}. \tag{5}$$

Valorile astfel obţinute sînt date în ultima coloană a tabelei 6. Eroarea asupra valorii lui F depinde de precizia cu care au fost măsurate elementele H ($\pm 3\ \gamma$) şi I (0,4′). Eroarea este aceeaşi ca şi la componenta verticală. Valorile cîmpului total au fost date cu patru cifre semnificative. În cazul în care F a fost calculat folosind Z măsurat cu aparatele BMZ, valorile cîmpului total sînt date cu cinci cifre semnificative.

12. ÎNCHEIERE

În prezenta lucrare se dă repartiţia valorilor elementelor geomagnetice H, I, Z şi F pentru epoca 1960,0, în Ardeal şi Banat.

Lucrarea se bazează pe măsurători efectuate de colectivul nostru în 265 staţiuni dintre care multe au fost remăsurate în ani diferiţi.

Aparatele utilizate şi metodele de lucru pe teren, la observator şi în laborator, ne-au ajutat să obţinem rezultate de o bună precizie, la nivelul cerut astăzi în astfel de lucrări.

S-au întocmit hărţile izoliniilor componentelor H şi Z, care dau repartiţia cîmpului magnetic pe teritoriul studiat. Aceste hărţi scot în evidenţă anomaliile regionale caracteristice care vor fi mai bine conturate după calcularea valorilor normale ale componentelor H şi Z.

Repetarea măsurătorilor în ani diferiţi, în multe staţiuni, ne-au condus la deducerea variaţiilor seculare ale elementelor geomagnetice. Profilele de variometru magnetic vertical ridicate între staţiuni, permit o cunoaştere mai amănunţită a distribuţiei cîmpului magnetic vertical în Ardeal şi Banat.

În anii viitori se vor completa hărţile cu noi staţiuni, se vor repeta măsurile în staţiunile de variaţie seculară, se va lega reţeaua magnetică din Ardeal şi Banat cu reţeaua din restul ţării, folosind lucrări efectuate recent [17], [18], şi de asemenea cu reţelele magnetice ale ţărilor vecine. Aparatele vor fi controlate şi etalonate periodic. Hărţile magnetice întocmite de noi vor servi, conform înţelegerii internaţionale, la alcătuirea hărţilor magnetice unitare ale Europei Centrale şi de sud-est.

Primită la redacţie la 1 februarie 1965.

Tabela 5

Coordonatele geografice ale staţiunilor noi, măsurate în anii 1962–1964

Nr.	Staţiunea	φ	λ
177	Cetatea de Baltă	46° 14′,9	24° 09′,8
178	Băbuţi	46 56,2	23 31,9
179	Sîmbăta de Sus	45 41,8	24 48,4
180	Bruiu	45 52,6	24 43,2
181	Loamneş	45 56,5	24 04,3
182	Cornăţel	45 48,3	24 22,8
183	Cîrţişoara	45 41,1	24 34,7
184	Copşa Mică	46 06,4	24 11,5
185	Miercurea	45 52,3	23 48,0
186	Ungurei	46 00,9	23 50,8
187	Arăneag	46 15,8	21 46,0
188	Şicula	46 25,4	21 45,2
189	Peregu Mic	46 15,1	20 58,8
190	Pilu	46 33,6	21 19,4
191	Apateu	46 37,2	21 45,4
192	Avram Iancu	46 41,5	21 32,1
193	Ineu	47 03,9	22 07,0
194	Sînnicolau Român	46 57,3	21 41,8
195	Tinca	46 45,8	21 56,7
196	Sîmbăta — Crişana	46 47,4	22 12,5
197	Marghita	47 22,2	22 23,2
198	Spinuş	47 13,6	22 10,3
199	Tăşad	46 55,3	22 06,6
200	Beiuş	46 39,6	22 22,6
201	Bistra	46 23,0	23 06,4
202	Buciumi	47 03,1	23 03,6
203	Hodod	47 24,0	23 02,1
204	Măierişte	47 20,2	22 48,3
205	Bănişor	47 06,2	22 49,5
206	Hida	47 03,5	23 20,2
207	Recea Cristur	47 04,3	23 31,0
208	Chiueşti	47 18,4	23 52,0
209	Tîrlişua	47 21,8	24 11,0
210	Năsăud	47 17,4	24 25,6
211	Halmeu	47 58,8	22 59,7
212	Tarna Mare	48 05,5	23 10,8
213	Boghiş	47 46,2	22 42,3
214	Livada	47 51,0	23 08,2
215	Eriu Sîncrai	47 34,7	22 40,6
216	Gerăuşa	47 37,4	22 55,1
217	Plugova	44 58,5	22 21,3
218	Putna-Banat	44 55,4	22 09,5
219	Dalboşeţ	44 50,7	21 55,0
220	Poneasca	45 00,8	21 57,5
221	Naveşul Mare	45 09,2	21 56,9
222	Socol	44 50,9	21 22,0

Continuare tabela 5

Nr.	Staţiunea	φ	λ
223	Stinapari	44° 51′,1	21° 44′,1
224	Iam	45 00,7	21 24,0
225	Cacova	45 08,1	21 33,8
226	Gîrlişte	45 12,4	21 48,0
227	Bîrzava—Cireşna	45 17,2	22 03,6
228	Mîniom	45 21,2	21 50,6
229	Berzovia	45 27,5	21 36,8
230	Tîrgu Lăpuş	47 28,0	23 51,9
231	Bîrsău	47 35,4	23 17,4
232	Supuru de Jos	47 28,8	22 47,5
233	Tîrgu Mureş II	46 32,3	24 36,1
234	Rîu de Mori	45 29,3	22 52,0
235	Cugir	45 48,2	23 25,2
236	Intregalde	46 13,5	23 24,4
237	Presaca Ampoiului	46 06,3	23 20,0
238	Valea Dosului	46 11,2	23 08,6
239	Traian Vuia	45 46,0	22 02,8
240	Coşoviţa	45 52,4	22 23,6
241	Brîznic	45 55,0	22 38,5
242	Groşii Noi	46 07,5	22 08,2
243	Viriş Mort	45 57,9	22 08,6
244	Breştovăţ	45 52,0	21 40,8
245	Giera	45 23,3	20 59,0
246	Iohannisfeld	45 34,9	20 54,6
247	Checia	45 46,6	20 50,2
248	Cheglevici	46 05,6	20 31,6
249	Nădlac	46 10,0	20 43,6
250	Pesac	45 58,0	20 50,8
251	Comloşul Mare	45 52,4	20 38,4
252	Beba Veche	46 06,3	20 18,9
253	Posmuş	46 58,9	24 35,9
254	Lechinţa	47 00,6	24 18,7
255	Telciu	47 27,6	24 23,0
256	Păuşa	47 05,2	23 10,2
257	Almaşu Mare	46 56,0	23 06,0
258	Someşul Rece	46 41,2	23 16,5
259	Valea Iadului	46 50,2	22 38,2
260	Vaşcău	46 30,1	22 28,6
261	Vîrfurile	46 18,7	22 32,2
262	Voivodeni	46 24,9	22 00,4
263	Rîul Mare	45 41,7	23 30,0
264	Buceş Sat	46 11,2	22 56,8
265	Scărişoara	46 27,8	22 53,3

Tabela 6

Valorile absolute ale elementelor *H*, *I*, *Z* şi *F* la 1960,0, în Oe

Nr.	Staţiunea	*H*	*I*	*Z*	*F*
3	Cluj A. P.	0,21290	63°12',4	0,4216	0,4723
5	Mociu	0,21218	63 19,8	0,4227	0,4727
6	Ciucea	0,21160	63 21,4	0,4220	0,4719
7	Alba Iulia	0,21907	62 22,2	0,4185	0,4724
8	Blaj	0,21641	62 47,2	0,4208	0,4732
9	Tg. Mureş	0,21341	63 12,5	0,4226	0,4734
10	Iernut	0,21501	63 03,7	0,4231	0,4746
11	Luduş	0,21454	63 02,9	0,4220	0,4734
12	Bonţida	0,21150	63 24,0	0,4222	0,4723
13	Dej	0,21124	63 27,9	0,4230	0,4728
14	Gherla	0,21116	63 29,3	0,4233	0,4731
15	Gilău	0,21318	63 12,3	0,4222	0,4729
16	Sărmaş	0,21218	63 25,6	0,4242	0,4743
17	Aiud	0,21559	62 48,9	0,4198	0,4719
19	Teiuş	0,21626	—	0,4184	0,4710
20	Sebeş Alba	0,21836	62 19,6	0,4164	0,4702
21	Orlat	0,22002	62 08,6	0,4163	0,4709
22	Avrig	0,21998	62 13,1	0,4176	0,4720
23	Arpaş	0,21890	62 16,4	0,4165	0,4705
25	Hărman	0,21844	62 21,8	0,4171	0,4709
26	Sf. Gheorghe	0,21805	62 23,4	0,4169	0,4705
27	Malnaş Băi	0,21754	62 30,3	0,4180	0,4712
28	Covasna	0,21808	62 27,7	0,4183	0,4717
29	Tg. Secuiesc	0,21752	62 31,8	0,4184	0,4716
30	Miercurea Ciuc	0,21588	62 51,0	0,4210	0,4731
31	Iacobeni	0,21675	62 42,4	0,4201	0,4727
32	Sîndominiç	0,21485	63 01,4	0,4221	0,4736
33	Gheorghieni	0,21460	63 05,5	0,4228	0,4742
35	Lacul Roşu	0,21383	—	0,4228	0,4738
36	Beclean (Făgăraş)	0,21812	62 21,2	0,4164	0,4701
37	Boiţa — Lotrioara	0,21993	62 04,0	0,4148	0,4695
39	Orăştie	0,21843	—	0,4153	0,4692
40	Sarmizegetusa	0,22035	—	0,4132	0,4684
43	Haţeg	0,21910	62 06,3	0,4139	0,4683
45	Călan Băi	—	—	0,4145	—
47	Deva	0,21878	—	0,41463	0,46889
48	Baia de Criş	0,21671	—	0,4151	0,4684
50	Costeşti	0,21938	62 07,7	0,4148	0,4693
51	Şibot	0,21812	62 20,0	0,4160	0,4698
52	Geoagiu Băi	0,21850	62 16,4	0,4157	0,4696
53	Ruşchiţa	—	—	0,4147	—
55	Valea Mărului	—	—	0,4132	—
56	Caransebeş	0,22143	61 46,1	0,4120	0,4681
57	Slatina Timiş	0,22110	61 42,8	0,4115	0,4666
58	Teregova	0,22156	61 41,5	0,4114	0,4672
59	Sacul — Iena	0,22099	62 04,6	0,4169	0,4719
60	Lugoj	0,21807	62 16,1	0,4150	0,4686
61	Brebul	—	—	0,4124	—
62	Ocna Mureşului	0,21512	62 59,6	0,4221	0,4737
63	Luncani	0,21418	63 06,0	0,4222	0,4734
64	Tîrnăveni	0,21588	62 53,8	0,4218	0,4738
65	Zau de Cîmpie	0,21338	63 13,9	0,4230	0,4738

Continuare tabela 6

Nr.	Staţiunea	*H*	*I*	*Z*	*F*
66	Borod	0,21172	63° 19′,2	0,4216	0,4715
68	Sîngeorz Băi	0,21089	63 45,1	0,4277	0,4768
69	Bistriţa	0,21146	63 30,3	0,4243	0,4740
70	Zalău	0,21097	63 29,6	0,4230	0,4727
71	Jibou	0,21081	63 31,7	0,4233	0,4729
72	Benesat	0,20987	63 41,6	0,4245	0,4736
74	Seini	0,20812	64 00,9	0,4270	0,4750
75	Şomcuta	0,20982	63 45,3	0,4256	0,4745
76	Ocna Şugatag	0,20781	64 00,3	0,4262	0,4741
77	Băbeni	0,21047	63 34,7	0,4236	0,4730
78	Ileanda	0,21049	63 35,9	0,4240	0,4734
79	Oradea	0,21171	63 18,7	0,4212	0,4714
80	Salonta	0,21267	63 07,1	0,4196	0,4704
81	Aleşd	0,21162	63 20,0	0,4216	0,4715
83	Turda	0,21390	63 07,6	0,4216	0,4732
84	Lunca Arieşuluī	0,21446	62 54,6	0,4193	0,4710
85	Borşa	0,21003	63 47,5	0,4267	0,4756
86	Dragomireşti	0,20904	63 52,8	0,4263	0,4748
87	Sighet	0,20768	64 08,5	0,4285	0,4762
88	Satu Mare	0,20732	64 07,9	0,4275	0,4752
89	Bixad	0,20729	64 07,1	0,4272	0,4749
90	Izvorul Crişului	0,21245	63 20,5	0,4232	0,4735
91	Beclean (Someş)	0,21124	63 31,4	0,4244	0,4738
92	Valea lui Mihai	0,20954	63 44,3	0,4242	0,4736
93	Carei	0,20888	63 51,7	0,4257	0,4742
94	Săcueni	0,21011	63 37,2	0,4236	0,4729
95	Chişineu Criş	0,21410	62 56,8	0,4191	0,4707
96	Lipova Băi	0,21694	62 24,9	0,4152	0,4685
97	Arad	0,21633	62 29,8	0,4155	0,4685
98	Timişoara	0,21769	62 15,8	0,4140	0,4677
99	Tămăşeu	0,21122	—	0,42206	0,47197
102	Mediaş	0,21705	62 42,9	0,42080	0,4735
103	Sighişoara	0,21671	62 40,9	0,4196	0,4722
104	Bălăuşeri	0,21459	63 01,3	0,4216	0,4730
105	Sîn Mihai	0,21112	63 29,6	0,4233	0,4730
107	Odorhei	0,21621	62 46,0	0,4201	0,4725
108	Cristurul Secuiesc	0,21582	62 45,9	0,4193	0,4716
109	Agnita	0,21919	62 24,4	0,4194	0,4732
110	Dumbrăveni	0,21697	62 46,8	0 4218	0,4744
112	Şaeş	0,21735	62 35,7	0,4192	0,4722
114	Rotbav	0,21796	62 27,0	0,4178	0,4712
115	Teliu	0,21864	62 20,2	0,4171	0,4709
116	Şinca Veche	0,21797	62 24,0	0,4170	0,4705
117	Rupea	0,21716	62 33,3	0,4182	0,4712
118	Vlădeni	0,21774	62 26,2	0,4172	0,4706
119	Satu Lung	0,21957	62 12,9	0,4167	0,4710
120	Moeciu	0,22054	62 04,8	0,4162	0,4710
121	Şinca Nouă	0,21851	62 22,8	0,4176	0,4713
122	Oituz	0,21740	62 36,4	0,4196	0,4725
123	Reghin	0,21258	63 14,5	0,4216	0,4722
124	Dămieni	0,21395	63 05,0	0,4214	0,4726
125	Chirileu-Mureş	0,21470	63 04,4	0,4227	0,4741
126	Rîciu	0,21237	63 21,9	0,4234	0,4737
128	Deda	0,21260	63 21,7	0,4238	0,4742

Continuare tabela 6

Nr.	Staţiunea	*H*	*I*	*Z*	*F*
129	Milaş	0,21132	63° 24',8	0,4222	0,4722
130	Noul Săsesc	0,21809	62 34,7	0,4203	0,4736
131	Bahnea	0,21530	63 00,7	0,4228	0,4744
132	Ştefăneşti	0,21478	62 56,2	0,4204	0,4721
134	Criţ	0,21707	62 32,3	0,4177	0,4707
135	Bărcu	0,21773	62 26,8	0,4173	0,4707
136	Inlăceni	0,21543	62 53,6	0,4209	0,4728
137	Ormeniş	0,21768	62 32,1	0,4188	0,4720
138	Ocland	0,21684	62 38,4	0,4190	0,4718
139	Comana de Jos	0,21771	62 28,1	0,4177	0,4710
141	Braşov III	0,21835	62 22,8	0,4173	0,4710
144	Nocrich	0,21978	62 13,1	0,4172	0,4715
145	Şelimbăr	0,21985	62 08,0	0,41568	0,47029
146	Hamba	0,22034	62 10,4	0,4174	0,4720
147	Buia	0,21942	62 23,0	0,4194	0,4733
153	Remetea Mică	0,21698	62 20,3	0,4140	0,4674
154	Vinga	0,21675	62 23,7	0,4142	0,4678
155	Recaş	0,21709	62 22,0	0,4147	0,4681
156	Buziaş	0,21924	62 05,4	0,4139	0,4684
157	Belinţ	0,21834	62 10,1	0,4136	0,4677
158	Sacoşul Turcesc	0,21958	62 03,5	0,4140	0,4686
159	Şag	0,21918	62 03,3	0,4132	0,4677
160	Beregsăul Mare	0,21718	62 17,3	0,4134	0,4670
161	Voiteni	0,22016	61 49,7	0,4111	0,4663
162	Hodoni	0,21713	62 18,2	0,4136	0,4671
163	Plavişeviţa	0,22340	61 05,4	0,4045	0,4621
164	Băile Herculane	0,22342	61 18,1	0,4081	0,4653
165	Sîmboteni	0,21593	62 23,1	0,4128	0,4658
166	Sîntana	0,21572	62 38,9	0,4170	0,4695
167	Dorobanţi	0,21530	62 40,8	0,4168	0,4691
168	Secusigiu	0,21660	62 28,7	0,4157	0,4688
169	Moldova Veche	0,22417	61 10,9	0,4075	0,4651
170	Orşova	0,22417	61 08,7	0,4068	0,4647
172	Turnu Severin	0,22445	61 09,0	0,4074	0,4652
173	Sviniţa	0,22729	60 45,1	0,4059	0,4652
175	Stamora Germană	0,22098	61 41,3	0,4102	0,4659
176	Oraviţa	0,22261	61 28,9	0,4097	0,4663
177	Cetatea de Baltă	0,21632	62 46,6	0,4205	0,4729
178	Băbuţi	0,21180	63 20,8	0,4220	0,4722
179	Sîmbăta de Sus	0,21924	62 10,8	0,4155	0,4698
180	Bruiu	0,21907	62 16,4	0,4168	0,4709
181	Loamneş	0,22013	62 14,1	0,4181	0,4725
182	Cornăţel	0,21972	62 11,6	0,4166	0,4710
184	Copşa Mică	0,21756	62 41,2	0,4213	0,4741
185	Miercurea	0,21961	62 11,5	0,4164	0,4707
186	Ungurei	0,21952	62 19,1	0,4184	0,4725
187	Arăneag	0,21648	62 32,1	0,4165	0,4694
188	Şicula	0,21519	62 44,2	0,4178	0,4698
189	Peregu Mic	0,21562	62 33,7	0,4156	0,4679
190	Pilu	0,21410	62 55,2	0,4189	0,4703
191	Apateu	0,21323	63 01,1	0,4190	0,4700
192	Avram Iancu	0,21286	63 04,1	0,4192	0,4700
193	Ineu	0,21177	63 18,6	0,4214	0,4715
194	Sînnicolaul Român	0,21217	63 12,8	0,4204	0,4708

Continuare tabela 6

Nr.	Staţiunea	*H*	*I*	*Z*	*F*
195	Tinca	0,21312	63° 04',4	0,4195	0,4706
196	Sîmbăta-Crişana	0,21296	63 06,3	0,4202	0,4708
197	Marghita	0,21043	63 33,6	0,4233	0,4726
198	Spinuş	0,21081	63 28,3	0,4225	0,4720
199	Tăşad	0,21213	63 14,1	0,4207	0,4711
200	Beiuş	0,21350	63 00,1	0,41900	0,47030
201	Bistra	0,21526	62 45,9	0,4182	0,4704
202	Buciumi	0,21003	63 34,4	0,4226	0,4719
203	Hodod	0,20987	63 40,9	0,4243	0,4734
204	Măierişte	0,21010	63 36,9	0,4235	0,4728
205	Bănişor	0,21110	63 25,5	0,4220	0,4719
206	Hida	0,21144	63 24,7	0,4225	0,4724
207	Recea Cristur	0,21142	63 26,4	0,4229	0,4728
208	Chiueşti	0,21071	63 38,0	0,4251	0,4745
209	Tîrlişua	0,21057	63 39,3	0,4252	0,4745
210	Năsăud	0,21081	63 37,1	0,4250	0,4744
211	Halmeu	0,20728	64 10,5	0,4283	0,4758
212	Tarna Mare	0,20574	64 23,4	0,4292	0,4760
213	Boghiş	0,20801	63 59,0	0,4262	0,4742
214	Livada	0,20812	64 02,1	0,4274	0,4753
215	Eriu Sîncrai	0,20939	63 48,9	0,4258	0,4746
216	Gerăuşa	0,20940	63 47,9	0,4255	0,4743
217	Plugova	0,22289	61 26,8	0,4096	0,4663
218	Putna — Banat	0,22342	61 20,4	0,4088	0,4658
219	Dalboşeţ	0,22352	61 15,2	0,4075	0,4648
220	Poneasca	0,22290	61 25,7	0,4093	0,4661
221	Naveşul Mare	0,22202	61 33,7	0,4100	0,4662
222	Socol	0,22357	61 14,6	0,4074	0,4647
223	Stinapari	0,22353	61 18,9	0,4086	0,4657
224	Iam	0,22306	61 22,9	0,4088	0,4657
225	Cacova	0,22359	61 23,1	0,4098	0,4669
226	Gîrlişte	0,22229	61 30,5	0,4096	0,4660
227	Bîrzava-Cireşna	0,22166	61 36,3	0,4100	0,4661
228	Mîniom	0,22126	61 39,6	0,4102	0,4661
229	Berzovia	0,21968	61 51,1	0,4106	0,4657
230	Tg. Lăpuş	0,21026	63 41,1	0,4252	0,4743
231	Bîrsău	0,20961	—	0,4253	0,4742
232	Supuru de Jos	0,20932	63 43,2	0,4239	0,4727
233	Tg. Mureş II	0,21396	—	0,42223	0,47334
234	Rîu de Mori	0,21997	—	—	—
235	Cugir	0,21897	62 16,7	0,4167	0,4707
236	Intregalde	0,21621	62 38,9	0,4180	0,4706
237	Presaca Ampoiului	0,21664	62 30,7	0,4164	0,4694
238	Valea Dosului	0,21678	62 31,8	0,4170	0,4700
239	Traian Vuia	0,21845	62 13,8	0,4149	0,4689
240	Coşoviţa	0,21864	—	0,4167	0,4706
241	Brîznic	0,21893	62 13,0	0,4155	0,4697
242	Groşii Noi	0,21628	62 28,7	0,4151	0,4681
243	Viriş Mort	0,21795	62 14,3	0,4140	0,4679
244	Breştovăţ	0,21818	62 15,0	0,4147	0,4686
245	Giera	0,22047	61 49,0	0,4114	0,4668
246	Iohannisfeld	0,21958	62 00,0	0,4130	0,4677
247	Checia	0,21764	62 16,1	0,4140	0,4677
248	Cheglevici	0,21681	62 26,1	0,4154	0,4685

Continuare tabela 6

Nr.	Staţiunea	*H*	*I*	*Z*	*F*
249	Nădlac	0,21619	62°29',8	0,4152	0,4682
250	Pesac	0,21713	62 20,3	0,4142	0,4677
251	Comloşul Mare	0,21752	62 17,4	0,4141	0,4678
252	Beba Veche	0,21707	62 24,0	0,4152	0,4685
253	Posmuş	0,21223	63 21,5	0,4230	0,4733
254	Lechinţa	0,21130	63 29,5	0,4236	0,4734
255	Telciu	0,21034	63 44,0	0,4262	0,4753
256	Păuşa	0,21126	—	0,4225	0,4723
257	Almaşu Mare	0,21228	—	0,4226	0,4729
258	Someşul Rece	0,21397	—	0,41989	0,47126
259	Valea Iadului	0,21102	—	0,41972	0,46978
260	Vaşcău	0,21492	—	0,41858	0,47074
261	Vîrfurile	0,21544	—	0,41751	0,46981
262	Voivodeni	0,21512	—	0,41834	0,47040
263	Rîul Mare	0,21930	—	0,41415	0,46862
264	Buceş Sat	0,21659	—	0,41620	0,46918
265	Scărişoara	0,21528	—	0,41834	0,47048

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, *Mesures de magnétisme terrestre en Transylvanie.* Bulet. Soc. St. Cluj, **VIII**, 482 (1937).
2. G. Atanasiu, *Cartes magnétiques de la Transylvanie.* An. Inst. Geol. al Rom., **XXII** (1943).
3. G. Atanasiu, T. Neştianu, Il. Bucur şi D. Zugrăvescu, *Înclinaţia magnetică în Ardeal.* I. St. cerc. fiz., **X**, *3*, 481 (1959).
4. G. Atanasiu, T. Neştianu, Il. Bucur, D. Zugrăvescu, *Înclinaţia magnetică în Ardeal.* II. St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 143 (1963).
5. D. La Cour, *Le quartz Magnétomètre QHM*, Inst. Météor. Danois Comm. Magnétiques, *15*, Copenhague, 1936.
6. G. Atanasiu, *Cercetări magnetice regionale în S. Estul Ardealului, în 1949.* Comunic. la şed. Com. Geol. al R.P.R., la 21 martie 1950.
7. G. Atanasiu, *Cercetări magnetice în sudul Ardealului, în 1950.* Comunic. la şed. Inst. de Fiz. al Acad. R.P.R., la 10 martie 1951.
8. G. Atanasiu, D. Zugrăvescu şi Il. Bucur, *Contribuţiuni la studiul geomagnetic al Ardealului.* St. cerc. fiz., **VIII**, *4*, 469 (1957).
9. G. Atanasiu şi T. Neştianu, *Cercetări magnetice regionale în Ardeal şi Banat.* St. cerc. fiz., **V**, *1—2*, 7 (1954).
10. G. Barta, *On the Changes of the Horizontal Intensity and Inclination of the Earth Magnetism in Transylvania (1943,0).* Papers of the Terrestrial Magnetism, Budapest, 1947.
11. D. La Cour, *The Magnetometric Zero Balance, the BMZ.* Publ. Danske Meteorolog. Institut, Comm. Magn. nr. 19, Köbenhavn, 1942.
12. G. Atanasiu, T. Neştianu şi D. Zugrăvescu, *Cercetări de magnetism terestru în regiunea Cluj.* St. cerc. fiz., **VI**, *2*, 159 (1955).
13. G. Atanasiu, D. Zugrăvescu, Il. Bucur şi T. Neştianu, *Noi contribuţii la studiul cîmpului magnetic terestru în Ardeal*, St. cerc. fiz., **VII**, *1*, 9 (1957).
14. G. Atanasiu, T. Neştianu, Il. Bucur şi D. Zugrăvescu, *Cercetări magnetice regionale în Nord-Vestul Ardealului*, St. cerc. fiz., **X**, *4*, 643 (1959).
15. Şt. Airinei, *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei*, Bul. şt. Acad. R.P.R., secţia geol. şi geogr., 209 (1957).
16. Şt. Airinei, B. Gavrilescu şi O. Căruţaşu, *Lucrări de recunoaştere magnetică în M-ţii Apuseni*, Probl. de Geofiz., **II**, 199 (1963).
17. N. Milea, L. Popovici şi Vl. Şteflea, *Valori magnetice absolute în Muntenia şi zonele limitrofe*, Probl. de Geofiz., **II**, 163 (1963).
18. Vl. Şteflea şi L. Popovici, *Valori magnetice absolute în Oltenia şi regiunile limitrofe*, St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 159 (1963).

RADIOACTIVITATEA APELOR NATURALE DIN R.P.R. ŞI A SEDIMENTELOR DEPUSE DE ELE. RADIODATAREA ACESTOR SEDIMENTE[1]

DE

ACADEMICIAN G. ATANASIU

1. INTRODUCERE

Primele măsuri privind radioactivitatea *apelor minerale* din ţara noastră au fost făcute de *D. Hurmuzescu* (1908), *E. Giurgea* (1914), *G. Weszelszky* (1914), *V. Bianu* (1924) ş.a.

Noi am început măsurarea radioactivităţii apelor naturale în 1926 şi le-am continuat, cu unele întreruperi, pînă astăzi.

Spre deosebire de lucrările mai vechi, care se limitau la măsurarea concentraţiei în Rn^{222} a unor izvoare minerale din staţiunile balneare, am întreprins un studiu sistematic al radioactivităţii *apelor minerale şi dulci* din ţara noastră, măsurînd concentraţia radioelementelor Rn^{222} şi Ra^{226}; am măsurat concentraţia Rn^{222} şi în cîteva surse de gaze ale apelor minerale şi termale.

Acest studiu a fost extins pe regiuni mai mari ale ţării.

Ne-am condus după structura geologică a regiunii şi am căutat explicarea radioactivităţii apelor în legătură cu această structură.

Progresiv am trecut la măsurarea radioactivităţii rocilor, a depozitelor apelor minerale şi la *radiodatarea* acestor depozite. De asemenea, am studiat radioactivitatea concreţiunilor calcaroase din peşteri, cît şi radioactivitatea aerului produsă de radiocarbonul C^{14} degajat la formarea concreţiunilor.

În felul acesta am strîns un foarte bogat material, bazat pe mai multe sute de determinări experimentale, o bună parte dintre ele fiind efectuate

---

[1] Expusă la Sesiunea ştiinţifică a Centenarului Universităţii din Bucureşti, la 17 octombrie 1964. Apare şi în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 99–107, BUCUREŞTI, 1965

la fața locului. Rezultatele au fost date într-o serie de lucrări publicate începînd din anul 1926.

În spațiul restrîns rezervat acestei expuneri vom căuta să rezumăm numai rezultatele cele mai generale pe care le-am obținut în aceste studii, care au durat mulți ani.

2. RADIOACTIVITATEA APELOR MINERALE ȘI DULCI: CONCENTRAȚIA ÎN Rn^{222}

În ce privește apele minerale și dulci, am pus în evidență radioactivitatea apelor unor regiuni mari ale țării noastre. Astfel sînt: *Munții Cernei*, *Munții Olteniei*, *Valea Jiului* și *a Lotrului*, *Munții Gilăului* (în special Măgura-Mărișel), *Munții Bihorului*, *Munții Dobrogei* și alte regiuni mai limitate.

Apele minerale cele mai radioactive le-am găsit pe Valea Cernei, pe malul drept al rîului, la circa 4 km N de centrul stațiunii Băile Herculane. Aceste izvoare sînt fierbinți, între 46—55°C, au o concentrație în Rn^{222} pînă la 23 mμc/l și un debit total de peste 100 l/min.

Cu tot interesul științific și medical pe care îl prezintă aceste izvoare, ele nu sînt pînă acum captate, fiind inundate adesea de apa Cernei.

Urmează izvoarele minerale reci de la Sîngeorz, cu o radioactivitate care se ridică pînă la 13 mμc/l.

Izvoarele minerale de la Someș-Sat au o radioactivitate pînă la 7 mμc/l. Aceeași radioactivitate o are izvorul P. Curie de la Borsec [b, c].

În alte locuri am găsit izvoare de ape minerale cu o concentrație în Rn^{222} mai mare decît 2 mμc/l și foarte multe cu o concentrație mai mare de 1 mμc/l.

În ce privește apele dulci, am pus în evidență în Munții Măgura-Mărișel izvoare abundente cu o radioactivitate mai mare decît 10 mμc/l. Cam aceeași concentrație ridicată în Rn am găsit-o în Valea Drăganului și Valea Jiului, iar o concentrație ceva mai slabă în Munții Lotrului (v. tabela 1.)

Măsurarea radioactivității apelor am făcut-o prin metoda de circulație, cu electrometrul cu cameră de ionizare. Această metodă poate fi utilizată pe teren și permite măsurarea radioactivității apei, la o concentrație de 1 mμc/l, cu o precizie de ±3%.

O mai mare precizie se obține dacă se lucrează tot cu electrometrul cu cameră de ionizare, dar nu prin metoda de circulație, ci astfel ca tot radonul dizolvat în apă să intre în camera de ionizare. Această a doua metodă poate fi însă bine utilizată numai în laborator. Dispozitivele de măsură au fost totdeauna etalonate cu soluție de Ra^{226} de o concentrare binecunoscută, în condiții identice cu cele de măsură.

Amănunte asupra concentrației în Rn^{222} a primelor 180 de izvoare de ape minerale și dulci pe care le-am analizat se găsesc în lucrările publicate între anii 1926 și 1931, [2, 3, 4] iar asupra altor izvoare în lucrări mai noi.

Pentru a explica originea radioactivității apelor analizate am reușit, în cele mai multe cazuri, a o pune în legătură cu structura geologică-mineralogică a stratelor traversate de apă înainte de a ieși la izvor. Lămuriri mai ample în această privință se găsesc în lucrarea [6].

Tabela 1

Concentrația în Rn^{222} a cîtorva izvoare de ape minerale, termale și dulci din R.P.R.

Ape minerale și termale

Regiunea	Izvorul	Rn^{222} în mμc/l	Anul măsurării
Băile Herculane	Șapte izvoare pe malul drept	7→23,0	1927
„ „	Hygea	4,6	„
Sîngeorz Băi	Izvorul nr. 5	12,9	1926
„ „	„ „ 4	10,3	„
Someș-Sat	Diferite izvoare	→6,9	1930
Geoagiu	Izvorul Tămăduirii	3,5	1927
Borsec	Izvorul P. Curie	7,0	1955
Ape dulci			
Măgura-Mărișel	Smida	10,1	1926
„ „	Diferite izvoare	3,6→7,0	1926
Valea Drăganului	Crăciun	10,4	1931
„ „	Izvorul Drăganului	3,6	„
Valea Jiului	La Brebi	10,2	1927
„ „	Ciocîrlău	7,3	„
„ „	Km 89,65	3,6	„
Valea Lotrului	Lazul	6,6	1932
Mănăileasa	Stîna Șerbanilor	4,0	„

Notă. Tabela conține numai apele cu o concentrație în radon mai mare decît 3 mμc/l.

3. SEDIMENTELE APELOR MINERALE

Multe din izvoarele de apă minerală din țara noastră lasă depozite de tufuri calcaroase. În unele locuri, ca de exemplu la Sîngeorz, Anieș, Borsec, Geoagiu, apele minerale au depus, în decursul timpurilor, mari cantități de tufuri, care formează strate de zeci de metri grosime și de mare întindere. Astfel, de exemplu, în jurul stațiunii Borsec, tufurile depuse în trecut de apele minerale formează mase importante, a căror grosime ajunge pînă la cîteva zeci de metri. La Sîngeorz, apele minerale au depus, în cursul vremii, o colină de tufuri calcaroase, cu un volum de circa 380 000 m^3.

Dozarea Ra^{226} în sedimentele apelor minerale am făcut-o începînd din anul 1954 [8], [9]. Metoda de măsură a fost următoarea : tufurile calcaroase au fost dizolvate, în acid clorhidric diluat, iar radioactivitatea soluțiilor astfel obținute a fost măsurată prin aceeași metodă ca și apele minerale și dulci, anume cu metoda de circulație utilizînd electrometrul cu cameră de ionizare. Soluțiile au fost ținute mai întîi în repaus, timp de circa 30 de zile, pentru a permite realizarea echilibrului

Ra → Rn. A fost măsurată concentrarea în Rn la echilibru, de unde s-a dedus concentrarea în Ra.

În felul acesta am obținut, pentru unele sedimente recent depuse, valorile date în tabela 2.

Tabela 2

Concentrația Ra^{226} în sedimentele recente ale unor izvoare de apă minerală

Stațiunea și izvorul	conc. Ra^{226} în gRa/g depozit
Anieș, baza colinei	$30{,}4 \cdot 10^{-12}$
,, vîrful colinei	$15{,}1 \cdot 10^{-12}$
Singeorz, depozite actuale de la izvorul principal	$15{,}2 \cdot 10^{-12}$
Borsec, depozite de la izvorul Bălcescu	$9{,}1 \cdot 10^{-12}$
Băile Victoria „9 Mai" (Felix)	$4{,}5 \cdot 10^{-12}$

Radioactivitatea multor sedimente de ape minerale este dată în lucrarea [13].

Depozitele analizate posedă o concentrație în Ra^{226} care depășește cu mult concentrația rocilor cunoscute ca fiind cele mai radioactive (granite, lave).

Prepararea soluțiilor este ușurată de faptul că probele analizate se dizolvă aproape integral (cu unele excepții) în acid clorhidric diluat.

Prin anumite tratamente chimice se poate mări mult concentrația Ra^{226} în aceste soluții. Se obțin astfel soluții mai puternic radioactive, care pot servi în anumite scopuri științifice. Radioactivitatea lor scade ușor cu timpul, conform perioadei de semidezintegrare a Ra^{226} care este, cum știm, de $\approx$ 1 600 de ani.

Astfel de soluții au fost preparate după îndrumările noastre [a]. S-au obținut pentru prima oară soluții de Ra^{226} din materiale din țara noastră.

Multe tufuri, depuse de izvoarele minerale în trecut, nu mai sînt radioactive astăzi din cauza dezintegrării Ra^{226}, chiar dacă la depunere au conținut cantități apreciabile de Ra, deoarece perioada de semidezintegrare a Ra este scurtă față de timpul care a trecut de la formarea depozitelor celor mai vechi pînă astăzi. În această categorie intră tufurile *cele mai vechi* de la Borsec și de la Geoagiu.

Prezența Ra^{226} în tufurile depuse de unele izvoare minerale produce mărirea concentrației în Rn^{222} a ramurilor secundare ale unui izvor de apă minerală dacă apa a traversat stratele de tufuri înainte de a ieși la zi. Apa acestor ramuri secundare se îmbogățește astfel în radon chiar din tufurile depuse de izvoare.

De exemplu, la Sîngeorz, radioactivitatea izvorului principal este de numai 0,3 mμc/l, pe cînd o ramură secundară a acestui izvor, denumită izvorul nr. 5, care iese la zi la baza colinei, după ce a traversat depozitele de tufuri, are o concentrație în radon de circa 40 de ori mai mare, anume

de peste 13 mμc/l. Aceste valori se raportă la izvoarele dinainte de anul 1951, cînd s-au făcut lucrări de captare care au modificat debitul și radioactivitatea izvoarelor [d].

Un caz asemănător îl prezintă izvorul Pierre Curie de la Borsec, cu o concentrație în Rn^{222} de $\approx$ 7mμc/l pe cînd celelalte izvoare din stațiune au o radioactivitate mult mai slabă. Sorgintea izvorului P. Curie se află la baza unor strate importante de tufuri, pe care apa le străbate înainte de a ieși la zi. Din aceste tufuri apa culege radonul său.

4. Conținutul în Ra^{226} a apei izvoarelor minerale radioactive

După determinarea Rn^{222} în apele minerale și măsurarea concentrației Ra^{226} în sedimentele depuse de ele, am măsurat în anii din urmă și concentrația Ra^{226} din unele ape minerale. Astfel, de exemplu, pentru apa izvorului principal de la Sîngeorz am găsit o concentrație în Ra^{226} de $23 . 10^{-12}$ g. Ra la litrul de apă. Ținînd seama că același litru de apă are, la ieșirea sa de la izvor, o concentrație în radon de 0,3 mμc, deducem că *radonul nu este în echilibru cu cantitatea de* Ra^{226} *din apă*. Într-adevăr, pentru a da unui litru de apă o cantitate de 0,3 mμc radon la echilibru, este necesară o cantitate de Ra^{226} de $0{,}3 . 10^{-9} = 300 . 10^{-12}$ g Ra, pe cînd 1 litru de apă conține numai $23 . 10^{-12}$ g Ra, adică o cantitate de 13 ori mai mică. Rezultă astfel că Ra din apă nu este în echilibru cu emanația sa (Rn), el avînd o concentrație mult mai mică decît aceea corespunzătoare cantității de radon din același volum de apă[2].

O cantitate însemnată de Ra rămîne reținută în formațiile solului pe care le străbate apa înainte de a ieși la izvor. Reținerea Ra se produce la o adîncime relativ mică, deoarece durata de semidezintegrare a radonului este numai 3,8 zile, iar pe de altă parte apa izvorului este rece. Reținerea Ra la o profunzime mare ar face ca radonul să se dezintegreze în timpul parcursului subteran al apei și pe de altă parte apa ar fi caldă din cauza gradului geotermic.

5. RADIOCRONOLOGIA DEPOZITELOR APELOR MINERALE

În lucrări recente am arătat că radiodatarea tufurilor calcaroase radioactive depuse de apele minerale se poate face prin metoda bazată pe dezintegrarea Ra^{226}.

Metoda de lucru se simplifică dacă un astfel de depozit conține numai Ra^{226} și descendenții săi, fără a conține U^{238} care i-a dat naștere.

---

[2] În anul 1951 s-au făcut lucrări de captare a izvorului principal de la Sîngeorz. În urma acestor lucrări, izvorul nou captat, denumit nr. 6, avea un debit foarte mare de 3 100 l/oră (în anul 1953) și o concentrație în radon de 0,34 mμc/l. Apa acestui izvor avea concentrația de $19 \cdot 10^{-12}$ gRa/l [e]. Aceste valori scot în evidență și mai accentuat încă, dezechilibrul dintre radonul și radiul din apa izvorului principal.

În cazul unor izvoare de ape minerale radioactive studiate de noi, U^{238} a rămas în profunzimea solului, fixat de anumite procese fizico-chimice pe care încă nu le cunoaştem bine.

Această particularitate o prezintă depozitele izvoarelor minerale de la Sîngeorz, Anieş, Borsec ş.a. din Transilvania. Astfel, pentru tufurile de la Sîngeorz, am dovedit absenţa U^{238} prin măsuri de fluorescenţă [9].

În aceste cazuri, de lipsă a U^{238} din tufurile depuse, vechimea depozitului se poate calcula cu ajutorul determinării concentraţiei Ra^{226}. Se utilizează relaţia

$$Ra_t = Ra_0 e^{-\lambda t}, \tag{1}$$

unde Ra_t este concentraţia Ra^{226} în depozitul vechi de t ani, Ra_0 — concentraţia Ra^{226} în depozitul actual şi $\lambda = 4{,}33 \cdot 10^{-4}$ ani — constanta de dezintegrare a Ra^{226}.

Din relaţia (1) obţinem vîrsta t a depozitului :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{Ra_0}{Ra_t}. \tag{2}$$

Exemplu : pentru *depozitele actuale* ale izvorului principal am găsit la Sîngeorz :

$$Ra_0 = 15{,}2 \cdot 10^{-12} \text{ g Ra/g},$$

iar pentru unele *depozite vechi*

$$Ra_t = 0{,}49 \cdot 10^{-12} \text{ g Ra/g}.$$

Aceste valori, introduse în relaţia (2), ne dau

$$t = \frac{1}{\lambda} 2{,}3 \log \frac{15{,}2}{0{,}49} = \frac{2{,}3}{4{,}33} 10^4 \log 31 = 7\,900 \text{ de ani}.$$

Un alt eşantion, tot din colina de tuf de la Sîngeorz, dar ceva mai puţin vechi decît primul, ne-a dat o vîrstă de $t = 5\,200$ de ani, iar două probe de tufuri mult mai noi de lîngă izvorul Hebe ne-au dat $t = 670$ de ani şi $t = 280$ ani.

Pentru o probă de *tuf vechi* de la *Anieş* am găsit, în acelaşi fel, $t = 2\,300$ ani.

În aceste determinări, Ra^{226} a fost dozat prin radonul — 222, pe care-l degajează într-un timp determinat. Am utilizat tot metoda de lucru descrisă mai înainte.

În astfel de măsurări intervin diferite cauze de erori pe care le-am discutat în lucrările publicate [9], [13].

Mai adăugăm că la baza colinei de tufuri de la Sîngeorz se află depozite aşa de vechi încît ele nu mai pot fi datate prin metoda Ra^{226}, deoarece acest element este dezintegrat în bună parte, fiind redus, de exemplu, la 1/1 000 din valoarea sa iniţială într-un timp de 16 000 de ani, care corespunde la 10 perioade de semidezintegrare.

Pentru aceste tufuri foarte vechi de la Sîngeorz, am utilizat o altă metodă de datare, bazată pe viteza de depunere a sedimentelor [14]. De asemenea, la Geoagiu și la Borsec, unde apele sînt slab radioactive, se găsesc depozite atît de vechi încît ele nu mai pot fi datate prin metoda Ra^{226}.

6. DATAREA CONCREȚIUNILOR DIN PEȘTERI ȘI IONIZAREA AERULUI DIN PEȘTERI PRIN RADIOCARBON C^{14}

În relație destul de strînsă cu studiul radioactivității depozitelor apelor minerale este studiul radioactivității concrețiunilor calcaroase din peșteri (stalactite și stalagmite). Apele meteorice încărcate cu CO_2, luat din atmosfera înaltă a Pămîntului, dizolvă calcarele din stratele superioare ale peșterii. Apa, încărcată astfel cu bicarbonat de calciu, străbate tavanul peșterilor, unde bicarbonatul se descompune, dîndu-ne concrețiunile calcaroase și degajînd în interiorul peșterii CO_2. O parte din C^{14}, luat din atmosfera superioară, rămîne în materialul concrețiunilor, pe cînd cealaltă parte trece în aerul peșterii, pe care-l ionizează prin radiațiunile β emise de radiocarbon.

În felul acesta se poate face datarea concrețiunilor cu ajutorul C^{14} și determinarea ionizării aerului din peșteri prin C^{14} din CO_2 degajat la formarea concrețiunilor. Calculînd ionizarea produsă astfel, am găsit că la formarea unei molecule-gram de concrețiune se produce un număr de $3 \cdot 10^5$ ioni/min. Detalii se găsesc în lucrările publicate [10], [11].

7. ÎNCHEIERE

Lucrarea de față este o expunere generală, rezumată, a cercetărilor pe care le-am întreprins, între anii 1926 și 1964, asupra radioactivității apelor naturale și a depozitelor lor.

Am trecut în revistă măsurările pe care le-am efectuat, pe teren și în laborator, relativ la concentrarea radonului (Rn^{222}) în apele minerale și dulci, măsurări ale concentrării radiului (Ra^{226}) în unele ape minerale și în depozitele lor și determinări de radiodatarea acestor depozite. Determinările radiocronologice sînt bazate pe dezintegrarea Ra^{226}. S-a studiat radioactivitatea concrețiunilor calcaroase din peșteri datorită C^{14} și Ra^{226}, cît și ionizarea aerului din peșteri datorită C^{14} din CO_2 degajat la formarea concrețiunilor. De asemenea s-au făcut determinări calitative asupra radioactivității unor roci.

Toate aceste lucrări prezintă o legătură naturală între ele, succesiunea lor fiind determinată de dezvoltarea lucrărilor noastre în scopul cunoașterii cît mai aprofundate a radioactivității apelor și a depozitelor lor.

Aceste studii prezintă interes științific și practic.

Interes științific prezintă : găsirea izvoarelor de apă cele mai radioactive, pînă acum, din țară ; găsirea unor mari regiuni geografice bogate în ape radioactive ; explicarea radioactivității ridicate a unor izvoare de

ape naturale; descoperirea unor depozite ale apelor minerale bogate în radiu (Ra^{226}) din care s-au obținut soluții concentrate în radiu; utilizarea unei noi metode de radiodatare pentru depozitele apelor minerale; expunerea unei metode de datare a acelorași depozite prin viteza de depunere; explicarea ionizării aerului din peșteri prin radiocarbonul C^{14} din CO_2 degajat la formarea concrețiunilor.

Din punct de vedere practic, cercetările făcute de noi au arătat că țara noastră este relativ bogată în izvoare de ape radioactive. Aceasta a fost prima îndrumare spre prospecțiunile de minereuri radioactive care au și fost descoperite și exploatate la noi.

Un alt aspect al cunoașterii radioactivității apelor este utilizarea lor în scop medical-balneologic. Acțiunea medicală a apei radioactive se manifestă direct prin utilizarea ei internă sau externă și indirect prin ionizarea aerului din regiunea izvoarelor radioactive.

Adăugăm, în fine, că studiile făcute pînă acum, în țara noastră asupra radioactivității apelor și a depozitelor lor sînt departe de a fi epuizat această chestiune. La noi mai sînt multe regiuni geografice care așteaptă a fi cercetate din acest punct de vedere.

În legătură directă cu radioactivitatea izvoarelor de apă, studiile cantitative de radioactivitate a rocilor, abia începute la noi, vor contribui la elucidarea problemei echilibrului termic al globului terestru și vor aduce date importante asupra rezervelor noastre de materiale radioactive, utilizabile în scopuri științifice și tehnice în reactoare atomice.

Primită la redacție la 1 februarie 1965.

I. BIBLIOGRAFIA LUCRĂRILOR DE GEORADIOACTIVITATE PUBLICATE DE ACAD. G. ATANASIU

1. G. Atanasiu, *Asupra radioactivității apei din Cluj și originea ei.* Bul. Acad. Rom., **X**, *6*, 1 (1927), (în limba franceză).
2. — *Radioactivitatea unor izvoare minerale, termale și de apă dulce din Transilvania, din Crișana și din Banat.* Anuar. Inst. Geol. al Rom., **XII**, 1–66 (1926) (în limba franceză).
3. — *Radioactivitatea izvoarelor termale de la Băile Herculane.* C.R. Acad. Sc. Paris, **185**, 144 (1927) (în limba franceză).
4. — *Radioactivitatea izvoarelor de apă din România*, II. Anuar. Inst. geol. al Rom., **XIII** (1929) (în limba franceză).
5. — *Radioactivitatea izvoarelor de apă din România*, III. Anuar. Inst. geol. al Rom., **XVI** (1931) (în limba franceză).
6. — *Cîteva observațiuni în legătură cu originea și repartiția regională a izvoarelor de ape radioactive din România*, Bull. Soc. Roum. de Physique, **42**, 78 (1941) (în limba franceză).
7. — *Izvoare de ape radioactive din Dobrogea.* Comunicările Acad. R.P.R., **V**, *1*, 57 (1955).
8. — *Prezența și dozarea radiului în depozitele naturale ale unor izvoare minerale din R.P.R.* Bul. științ. Acad. R.P.R., **VI**, *1*, 125–133 (1954); Reprint IFA/R/ 11, 1956 și Revue de Phys., **II**, *1*, 33 (1957).

9. G. Atanasiu, *Cercetări în legătură cu prezența Ra în sedimentele apelor minerale*, II. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe mat.-fiz., **IX**, *1*, 145 (1957); Revue de Physique, **II**, *2*, 271 (1957), în limba franceză.
10. —, *Rolul radiocarbonului C^{14} în ionizarea aerului din peșteri*. St. cerc. fiz., **IX**, *3*, 313 (1958).
11. G. Atanasiu, *Utilizarea metodelor radioactive în speologie*. Revue de Physique, **IV**, *1*, 15 (1959); Lucr. Inst. de speologie, **I—II**, 293 (1962—1963).
12. G. Atanasiu, M. Soroiu, *Radioactivitatea unor depozite de cărbuni din R.P.R.*, St. cerc. fiz., **11**, *3*, 745—751 (1960).
13. G. Atanasiu, *Contribuțiuni la radiodatarea unor depozite naturale*. St. cerc. fiz., **13**, *3*, 411—426 (1962).
14. —, *Despre datarea unor depozite naturale prin metoda vitezei de depunere*. Comunic. Acad. R.P.R., **XII**, *6*, 635—640 (1962).
15. —, *Contributions à la radio-chronologie de certains sédiments naturels*. Revue de Physique, **VIII**, *3*, 339—342 (1963).

II. LUCRĂRI DE ALȚI AUTORI CITAȚI ÎN ACEASTĂ EXPUNERE

a. A. Szabó, E. Dely, A. Szabó, *Prepararea soluțiilor etalon de radiu din materii prime din R.P.R.*, Comunic. Acad. R.P.R., **VI**, *10*, 1188 (1956).
b. J. Straub, *Erdély gyógyvizek kémiai öszetétele*. Föld. Int. Kiadása, Budapest, 1950, p. 34—35.
c. A. Szabó, *Concentrația în radon și radiu metalic a izvoarelor și depozitelor apelor minerale de la Băile Borsec și Toplița*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe mat.-fiz., **IX**, *2*, (1957).
d. C. A. Ionescu, *Radioactivitatea apelor minerale din Singeorz-Băi*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe mat.-fiz., **VII**, *2*, 487 (1955).
e. A. Szabó și A. Soo, *Studiul concentrării în radon, radiu și uraniu a apelor minerale și a tufurilor calcaroase de la Singeorz-Băi*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe mat.-fiz., *1*, 138 (1957).

III. BIBLIOGRAFIA LUCRĂRILOR DE GEORADIOACTIVITATE EFECTUATE DE ALȚI AUTORI ESTE DATĂ ÎN LUCRĂRILE NOASTRE PUBLICATE ANTERIOR

MĂSURĂTORI DE COMPARAȚIE FĂCUTE CU QHM 465 ȘI QHM 466, LA OBSERVATORUL GEOMAGNETIC NIEMEGK (R. D. GERMANĂ)

DE

TITUS NEȘTIANU

Centrul de cercetări geofizice, București, B^dul Ana Ipătescu nr. 21

În cadrul cercetărilor de magnetism regional, Secția de geomagnetism de la Centrul de cercetări geofizice utilizează, începînd din anul 1958, pentru măsurători pe teren, două magnetometre orizontale cu fir de cuarț, de fabricație daneză (QHM 465 și QHM 466). Obținerea unei precizii ridicate în cazul măsurătorilor executate cu aceste aparate impune însă, ca o necesitate, verificarea periodică a lor la un observator magnetic, unde valorile absolute sînt controlate cu instrumente de mare precizie.

În acest scop, cu ocazia deplasării în R.D. Germană a acad. G. Atanasiu, s-au efectuat măsurători de comparație, cu cele două aparate QHM, la Observatorul geomagnetic din Niemegk.

Făcîndu-se un număr suficient de măsurători cu aceste aparate la Observatorul Surlari (R.P.R.), atît înainte de plecare cît și după înapoierea din R.D.G., s-a putut determina de asemenea diferența dintre nivelele de referință ale componentei orizontale a cîmpului magnetic terestru de la acest observator și de la cel din Niemegk. Dată fiind importanța ce o are cunoașterea acestei diferențe în multe probleme din domeniul geomagnetismului, consider că rezultatele obținute pot prezenta interes și din acest punct de vedere.

Se știe că valoarea componentei orizontale a cîmpului magnetic terestru se determină, în cazul QHM-urilor, cu ajutorul relației

$$\log H = C - \log \sin \varphi + C_1 t - C_2 H \cos \varphi,$$

unde

φ = unghiul pe care îl face magnetul aparatului cu meridianul magnetic, la o torsiune de 2π a firului de suspensie (de cuarț),

C = constanta principală a aparatului, ce depinde de momentul magnetului și de proprietățile elastice ale firului de cuarț,

ST. CERC. GEOL.–GEOFIZ.–GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 3, Nr. 1, p. 109–112, BUCUREȘTI, 1965

C_1 = constanta de temperatură,
C_2 = constanta de inducție,
t = temperatura magnetului.

În cazul cînd firul de suspensie este torsionat cu $n\pi$ (n fiind un multiplu de 2π), relația de mai sus se modifică prin adăugarea termenului $\log n$. Astfel, pentru o torsiune egală cu π, se va adăuga $-\log 2$, pentru 3π $\log 3/2$ etc.

În urma etalonării făcute în 1958 la Rude Skow (Danemarca), s-au stabilit următoarele formule de calcul pentru cele două aparate QHM:

$$\text{QHM 465}: \log H = \bar{1},30045 - \log \sin\varphi + 0,000197\,t - 0,0004\,H\cos\varphi,$$
$$\text{QHM 466}: \log H = \bar{1},29340 - \log \sin\varphi + 0,000185\,t - 0,0004\,H\cos\varphi.$$

Măsurătorile făcute la Niemegk[1], în zilele de 14 și 18 octombrie 1961, au pus în evidență existența unei diferențe între valorile bazei H, calculată din măsurătorile făcute cu aparatul QHM și cea dată de observatorul Niemegk (pe baza determinărilor absolute). Valorile numerice ale acestei diferențe ($H_{QHM} - H_{Ni}$), sînt date în tabela 1.

Tabela 1

Data măsurării	$H_{QHM} - H_{Ni}$ (γ)			
	QHM 465		QHM 466	
14 · 10 · 1961	11,9		10,1	
	8,6	8,5 ± 1,2	15,3	12,0 ± 1,2
	7,7		10,8	
18 · 10 · 1961	5,9		11,9	

Ținînd seama de diferența dintre nivelele de referință ale componentei orizontale de la Niemegk și Rude Skow (Ni—R.Sk. = $-2,5\gamma$) [1] se constată că există un drift al aparatelor QHM, de aproximativ 2γ/an, fenomen observat de altfel și la alte magnetometre orizontale cu cuarț [2]. Deoarece constanta de temperatură C_1, verificată ulterior (februarie 1963) la Surlari, prin măsurători făcute la diferite temperaturi, nu și-a schimbat valoarea, iar C_2 este mic, rezultă că acest drift corespunde unei variații a constantei C.

Utilizînd valorile H date de Observatorul Niemegk s-a recalculat constanta C pentru cele două aparate QHM obținîndu-se următoarele rezultate:

$$C_{QHM\ 465} = \bar{1},30025,$$
$$C_{QHM\ 466} = \bar{1},29312.$$

Aceste constante au fost folosite pentru calculul măsurătorilor de la Surlari, valorile H obținute fiind comparate apoi cu cele date de acest

[1] Măsurătorile de la Niemegk, precum și calculele respective, au fost executate de R. Zander și W. Zander, colaboratori ai acestui observator.

observator (pe baza determinărilor făcute cu teodolitul normal Matting și Wiesenberg). În acest fel s-a determinat diferența Niemegk — Surlari (Ni—Su), dintre nivelele de referință ale componentei orizontale. Rezultatele obținute sînt trecute în tabela 2.

Tabela 2

Data măsurării	Δ = Ni — Su (γ)		Δ_m
	QHM 465	QHM 466	
2 · 10 · 1961	39,8	41,4	
3 · 10 · 1961	38,3	36,9	38,5 ± 0,8
4 · 10 · 1961	35,8	38,9	
3 · 11 · 1961	35,8	35,7	35,7 ± 0,2
4 · 11 · 1961	35,1	36,2	

Se poate deci considera că, pentru perioada în care s-au făcut aceste măsurători de comparație, nivelul de referință la Observatorul Surlari a fost mai coborît decît cel de la Niemegk cu 37,1±1,4γ.

Numărul relativ mare de determinări făcute în zilele de 3 și 4 noiembrie 1961 la Observatorul Surlari, folosind unghiuri de torsiune diferite (π și 2π), a permis să se pună în evidență o dependență a rezultatelor de mărimea acestui unghi. Astfel, după cum se vede din tabela 3 , valorile H determinate cu 2π sînt sistematic mai mici, cu 1—2γ, decît cele obținute cu π.

Tabela 3

Data măsurii	QHM 465			QHM 466		
	$H_{2\pi}$(γ)	H_{π} (γ)	$H_{\pi}-H_{2\pi}$ (γ)	$H_{2\pi}$(γ)	H_{π}(γ)	$H_{\pi}-H_{2\pi}$(γ)
3 · 11 · 1961	22391,0	22392,2	1,2	22391,3	22393,3	2,0
4 · 11 · 1961	22390,3	22391,3	1,0	22391,8	22392,8	1,0

T.Kuboki și K. Kurusu [3] au găsit o diferență de acest ordin de mărime între măsurători făcute cu 2π, 3π și 4π, însă de semn contrar, adică au obținut valori mai mari la torsiuni mai mari.

Valoarea mică a acestei diferențe arată însă că utilizarea aparatelor QHM la realizarea legăturilor între observatoare magnetice este avantajoasă chiar în cazul cînd determinările se fac cu unghiuri de torsiune diferite.

În încheiere exprim mulțumiri acad. G. Atanasiu pentru ajutorul și îndrumările prețioase pe care mi le-a dat la întocmirea lucrării de față. De asemenea aduc mulțumiri colaboratorilor Observatoarelor Niemegk și Surlari pentru amabilitatea cu care m-au ajutat, punîndu-mi la dispoziție datele de care am avut nevoie.

Prezentată la redacție la 20 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. H. Wiese, *Theorie der klassichen geomagnetischen Instrumente. Geomagnetismus und Aeronomie*, II, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1960.
2. W. Zander, *Einige Ergebnisse von Messungen mit QHM und BMZ Instrumenten.* Jahrbuch 1960 des Ad. Schmidt Observatorium für Erdmagnetismus in Niemegk, 1962, 183–186.
3. T. Kuboki, K. Kurusu, *Intercomparison observations at Kakioka and Memambetsu by means of QHM magnetometers during 1952–1953.* Mem. Kakioka Magn. Observatory, **7**, *2*, 1–18 (1956).

CÎMPUL DE TIMPI ŞI HODOGRAFII UNDELOR SEISMICE DIFRACTATE DE LA O MUCHIE ÎNCLINATĂ[1]

DE

D. ENESCU

Centrul de cercetări geofizice, Bucureşti, B^dul Ana Ipătescu nr. 21

Pe seismogramele înregistrate în prospecţiunea seismică se observă, uneori, pe lîngă undele reflectate şi refractate şi alte unde considerate de obicei ca fiind perturbante (neutile).

Dintre undele considerate uneori neutile fac parte şi undele difractate care apar pe înregistrări efectuate în zone în care sînt prezente falii, limite de separaţie verticale sau mici neomogenităţi de dimensiuni comparabile cu lungimea de undă.

Sînt situaţii în care apariţia unor unde, considerate în general neutile, este legată de un element geologic care prezintă importanţă economică sau ştiinţifică. Astfel de unde devin uneori cel puţin la fel de utile ca şi undele reflectate şi refractate, deoarece ele fiind specifice unor anumite structuri, prezenţa lor pe seismograme indică posibilitatea existenţei unor asemenea structuri şi ajută la stabilirea parametrilor respectivi.

Indiferent în ce categorie de unde (utile sau neutile) includem undele difractate, studiul lor este necesar pentru a şti să le distingem pe seismograme de alte tipuri de unde, în vederea folosirii lor sau în vederea îndepărtării lor de pe seismograme.

Studiul undelor seismice difractate a făcut obiectul mai multor lucrări, dintre care unele tratează probleme legate de cinematica propagării lor, altele tratează probleme de teoria dinamică a propagării acestor unde [1] — [5].

În lucrarea [5] s-au stabilit ecuaţiile hodografului de suprafaţă şi a hodografilor liniari ai undelor direct-difractate de la o muchie orizontală.

---

[1] Apare şi în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2, (1965).

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 3 Nr. 1, p. 113–119, BUCUREŞTI, 1965.

În realitate asemenea muchii (linii de intersecție între suprafețe de separație și planul faliei) sînt mai mult sau mai puțin înclinate și deci cazul studiat în [5] este cu totul particular. Practica a arătat că în zonele cu orizonturi cu înclinare mare, identificarea undelor difractate este mult mai dificilă. Această constatare impune deci efectuarea a cît mai multor studii teoretice și experimentale privitoare la undele difractate ce iau naștere în cazul orizonturilor și muchiilor înclinate.

În această lucrare se încearcă a se da un răspuns la această cerință a practicii, stabilind ecuația frontului de undă și ecuațiile hodografilor de suprafață și liniari ai undelor difractate de la o muchie care are o poziție oarecare față de planul de observație.

În figura 1 se reprezintă planul de observație P, limita de separație R înclinată cu unghiul Φ față de orizontală și o muchie difractatoare AB de direcție arbitrară, care face un unghi oarecare φ cu planul orizontal.

Fie un punct de explozie în O. Unda incidentă longitudinală P_i sau transversală S_i ajunsă într-un punct D oarecare al muchiei va suferi fenomenul difracției. Punctele de pe muchia AB devin surse de oscilații, generînd unde difractate de ambele tipuri (longitudinale și transversale).

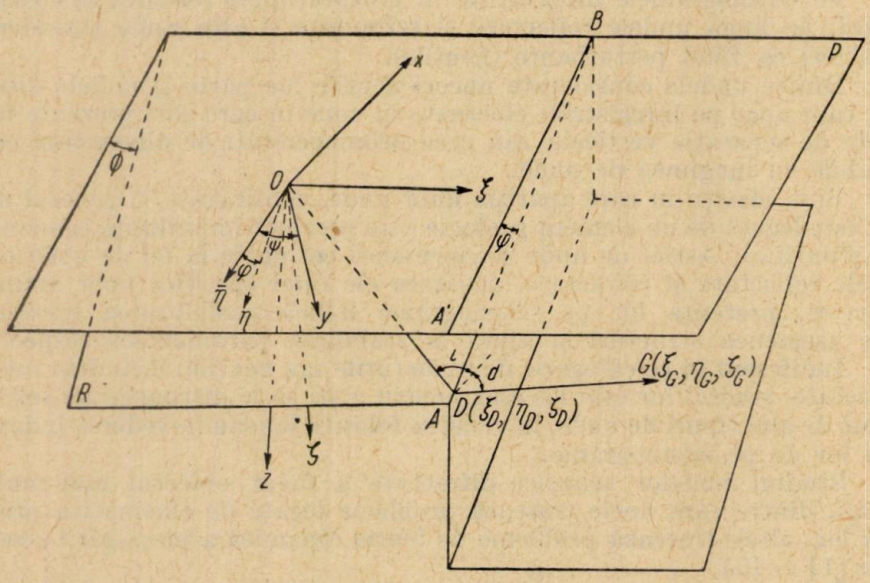


Fig. 1

Prezența muchiei AB face posibilă deci apariția următoarelor unde difractate :

— la incidența unei unde P_i apar undele difractate $P_i P_d$ și $P_i S_d$;
— la incidența unei unde S_i apar undele difractate $S_i S_d$ și $S_i P_d$.

Undele difractate monogene $P_i\ P_d$ şi $S_i\ S_d$ se vor propaga cu aceeaşi viteză cu care s-a propagat unda incidentă (adică $V_i = V_d$), iar pentru undele difractate de schimb ($P_i\ S_d$ şi $S_i\ P_d$), $V_i \neq V_d$. Teoria expusă mai jos este valabilă pentru orice poziţie a punctului de explozie faţă de muchie. Sistemul rectangular de axe $\xi\eta\zeta$, pe care să-l denumim „sistemul muchiei difractatoare" are axa ξ situată în planul orizontal P şi perpendiculară pe proiecţia muchiei în planul orizontal; axa η este paralelă cu direcţia muchiei şi face deci unghiul φ cu planul orizontal, iar axa ζ este perpendiculară pe planul $\xi\eta$.

Să luăm încă un sistem rectangular de axe $Oxyz$, în care axele x şi y sînt orientate arbitrar în planul orizontal P, iar axa z este verticală. Să notăm cu ψ unghiul dintre direcţia arbitrară y şi proiecţia muchiei în planul orizontal. Dacă axa y este orientată nord-sud, atunci unghiul ψ reprezintă azimutul direcţiei de înclinare a muchiei. Unghiul φ reprezintă înclinarea muchiei pentru care nu este necesar să se pună condiţia $\varphi = \Phi$.

Deci putem scrie

$$\begin{aligned} \xi &= x\alpha_\xi + y\,\beta_\xi + z\,\gamma_\xi, \\ \eta &= x\alpha_\eta + y\,\beta_\eta + z\,\gamma_\eta, \\ \zeta &= x\alpha_\zeta + y\,\beta_\zeta + z\,\gamma_\zeta, \end{aligned} \tag{1}$$

unde $\alpha_p, \beta_p, \gamma_p$ sînt cosinuşii directori ai axei $p = \xi, \eta, \zeta$ în sistemul xyz şi au următoarele expresii

$$\begin{aligned} &\alpha_\xi = \cos\psi,\ \beta_\xi = \sin\psi,\ \gamma_\xi = 0, \\ &\alpha_\eta = -\sin\psi\ \cos\varphi,\ \beta_\eta = \cos\psi\ \cos\varphi,\ \gamma_\eta = \sin\varphi, \\ &\alpha_\zeta = \sin\psi\ \sin\varphi,\ \beta_\zeta = -\cos\psi\ \sin\varphi,\ \gamma_\zeta = \cos\varphi. \end{aligned} \tag{2}$$

Să presupunem că mediul dintre suprafaţa de observaţie şi limita R (fig. 1) este omogen şi izotrop. În acest caz traiectoriile seismice sînt rectilinii şi ecuaţiile lor pot fi scrise sub forma :

— pentru raza incidentă

$$\begin{aligned} \xi_i &= C_1\zeta, \\ \eta_i &= C_2\zeta; \end{aligned} \tag{3}$$

— pentru raza difractată

$$\begin{aligned} \xi_d &= \xi_G + C_3(\zeta - \zeta_G), \\ \eta_d &= \eta_G + C_4(\zeta - \zeta_G), \end{aligned} \tag{4}$$

unde ξ_G, η_G, ζ_G sînt coordonatele unui punct oarecare G din mediu, la care soseşte unda difractată.

Scriind ecuaţiile (3) şi (4) pentru punctul de difracţie $D(\xi_D, \eta_D, \zeta_D)$ obţinem următoarele expresii pentru constantele C_1, C_2, C_3 şi C_4:

$$C_1 = \frac{\xi_D}{\zeta_D},$$

$$C_2 = \frac{\eta_D}{\zeta_D},$$

$$C_3 = \frac{\xi_G - \xi_D}{\zeta_G - \zeta_D}, \tag{5}$$

$$C_4 = \frac{\eta_G - \eta_D}{\zeta_G - \zeta_D}.$$

Necesitatea respectării principiului Fermat conduce [5] la următoarea relaţie între unghiul de incidenţă şi unghiul de difracţie:

$$\frac{\sin i}{V_i} = \frac{\sin d}{V_d}. \tag{6}$$

Această relaţie, asemănătoare cu cea din cazul reflexiei şi refracţiei undelor, este valabilă pentru orice direcţie a razei undei difractate în D, deoarece în punctul de difracţie D se pot duce o infinitate de normale la muchia difractatoare.

Relaţia (6) mai poate fi scrisă sub forma

$$\frac{C_2 \zeta_D}{V_i \sqrt{(1 + C_2^2)\zeta_D^2 + \xi_D^2}} = -\frac{C_4(\zeta_G - \zeta_D)}{V_d \sqrt{(1 + C_4^2)(\zeta_G - \zeta_D)^2 + (\xi_G - \xi_D)^2}}. \tag{7}$$

Substituind în (7) expresiile mărimilor C_2 şi C_4 din (5), obţinem o ecuaţie de gradul patru de forma

$$P\eta_D^4 + Q\eta_D^3 + M\eta_D^2 + N\eta_D + L = 0, \tag{8}$$

unde

$$P = V_d^2 - V_i^2,$$

$$Q = 2\eta_G(V_i - V_d),$$

$$M = V_d^2[(\zeta_G - \zeta_D)^2 + (\xi_G - \xi_D)^2 + \eta_G^2] - V_i^2[\eta_G^2 + \xi_D^2 + \zeta_D^2],$$

$$N = 2\eta_G V_i^2(\xi_D^2 + \zeta_D^2),$$

$$L = -V_i^2 \eta_G^2(\xi_D^2 + \zeta_D^2).$$

Deci în vederea stabilirii ecuaţiei cîmpului de timpi şi a hodografului undelor difractate de schimb este necesară rezolvarea acestei ecuaţii

de gradul patru. Pentru undele difractate monogene ($V_i = V_d = V$) se obţine din (8) expresia

$$\eta_D = \eta_G \frac{-(\xi_D^2 + \zeta_D^2) \pm \sqrt{(\xi_D^2 + \zeta_D^2)[(\xi_G - \xi_D)^2 + (\zeta_G - \zeta_D)^2]}}{\zeta_G(\zeta_G - 2\zeta_D) + \xi_G(\xi_G - 2\xi_D)}. \tag{9}$$

Timpul necesar propagării undei monogene pe drumul $OD + DG$ este

$$t = \frac{1}{V}\left\{\int_0^{\zeta_D}\left[\left(\frac{d\xi_i}{d\zeta}\right)^2 + \left(\frac{d\eta_i}{d\zeta}\right)^2 + 1\right]^{1/2} d\zeta + \right.$$
$$\left. + \int_{\zeta_D}^{\zeta_G}\left[\left(\frac{d\xi_d}{d\zeta}\right)^2 + \left(\frac{d\eta_d}{d\zeta}\right)^2 + 1\right]^{1/2} d\zeta\right\}. \tag{10}$$

După rezolvarea integralelor din (10) şi neglijînd indicii G am obţinut următoarea expresie pentru timpul t:

$$t = \pm\left[\frac{\sqrt{R^2(\xi\overline{X} + \zeta\overline{Z})^2 + \eta^2 R^2(Y - R)^2}}{V(\xi\overline{X} + \zeta\overline{Z})} + \right.$$
$$\left. + \frac{\sqrt{Y^2(\xi\overline{X} + \zeta\overline{Z})^2 + \eta^2 Y^2(Y - R)^2}}{V(\xi\overline{X} + \zeta\overline{Z})}\right], \tag{11}$$

unde

$$X = \xi - \Delta, \qquad \overline{X} = \xi - 2\Delta,$$
$$Z = \zeta - H, \qquad \overline{Z} = \zeta - 2H,$$
$$Y = \sqrt{X^2 + Z^2}, \quad R = \sqrt{\Delta^2 + H^2},$$

$\Delta = \xi_D$ este distanţa de la punctul O la proiecţia muchiei în planul orizontal;

$H = \zeta_D$ este adîncimea pe normală a oricărui punct de pe muchie faţă de planul $\xi\eta$, sau este adîncimea pe normală a muchiei faţă de punctul situat pe proiecţia muchiei în planul orizontal xy, la distanţa Δ de punctul de explozie.

Expresia (11) reprezintă funcţia cîmpului de timpi $t(\xi, \eta, \zeta)$ al undelor direct-difractate de la o muchie înclinată. Ecuaţia (11) scrisă sub forma

$$F(t, \xi, \eta, \zeta) = 0$$

reprezintă ecuaţia familiei fronturilor de undă (a izocronelor) de parametru t. Izocronele sînt reprezentate de suprafeţele înfăşurătoare ale sferelor elementare cu centrele în diferite puncte de pe muchia difractatoare sau cu centrele pe diferitele izocrone intermediare. Sferele cu centrele în diferite puncte de pe muchia difractatoare nu au razele egale. Razele acestor sfere descresc pe măsură ce unda incidentă soseşte mai tîrziu la punctul difractator.

Pentru orice punct $G(x, y, O)$ din planul de observație xy, expresia timpului de parcurs (11) capătă forma

$$t = \pm \left\{ \frac{\sqrt{R^2[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]^2 + R^2(x\alpha_\eta + y\beta_\eta)^2(Y-R)^2}}{V[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]} + \right.$$

$$\left. + \frac{\sqrt{Y^2[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]^2 + Y^2(x\alpha_\eta + y\beta_\eta)^2(Y-R)^2}}{V[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]} \right\}$$

sau

$$t = \pm \frac{(Y+R)\sqrt{[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]^2 + (x\alpha_\eta + y\beta_\eta)^2(Y-R)^2}}{V[\overline{X}(x\alpha_\xi + y\beta_\xi) + \overline{Z}(x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta)]} \tag{12}$$

unde

$$X = x\alpha_\xi + y\beta_\xi - \Delta, \qquad \overline{X} = X - \Delta,$$
$$Z = x\alpha_\zeta + y\beta_\zeta - H, \qquad \overline{Z} = Z - H,$$
$$Y = \sqrt{X^2 + Z^2}.$$

Expresia (12) reprezintă ecuația hodografului de suprafață în planul de observație xy.

Ecuația hodografului liniar longitudinal pe un profil de direcție arbitrară $x = 0$ are forma

$$t = \pm \frac{(Y+R)\sqrt{[\overline{X}y\beta_\xi + \overline{Z}y\beta_\zeta]^2 + y^2\beta_\eta^2(Y-R)^2}}{V[\overline{X}y\beta_\xi + \overline{Z}y\beta_\zeta]}, \tag{13}$$

unde

$$X = y\beta_\xi - \Delta, \qquad \overline{X} = y\beta_\xi - 2\Delta,$$
$$Z = y\beta_\zeta - H, \qquad \overline{Z} = y\beta_\zeta - 2H.$$

Pentru $\psi = \frac{\pi}{2}$ obținem din (13) ecuația hodografului liniar longitudinal pe un profil perpendicular pe proiecția muchiei în planul de observație :

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{\Delta^2 + H^2} + \sqrt{(y-\Delta)^2 + H^2}\right]. \tag{14}$$

Observăm după cum era și de așteptat, că înclinarea muchiei nu are nici o influență asupra formei ecuației hodografului undelor difractate înregistrate pe un profil perpendicular pe proiecția muchiei în planul de observație. Trebuie ținut însă seama că în acest caz H nu este adîncimea pe verticală a punctului difractator, ci numai adîncimea pe normală la muchie în punctul difractator.

Tot din ecuaţia (13) obţinem pentru $\psi = 0$ ecuaţia hodografului liniar pe un profil paralel cu proiecţia muchiei în planul orizontal :

$$t = \frac{\sqrt{(y \sin \varphi + 2H)^2 + \operatorname{ctg}^2 \varphi \left[\sqrt{(y \sin \varphi + H)^2 + \Delta^2} - \sqrt{\Delta^2 + H^2}\right]^2}}{V(y \sin \varphi + 2H)\left[\sqrt{(y \sin \varphi + H)^2 + \Delta^2} + \sqrt{\Delta^2 + H^2}\right]^{-1}} . \quad (15)$$

Ecuaţia (15) nu mai reprezintă o hiperbolă ca în cauzul $\varphi = 0$ (caz tratat în lucrarea [5]) şi nu este atît de simplă ca (14), deoarece în acest caz razele undelor difractate sosite la profil nu se găsesc în acelaşi plan.

Pentru $\Delta = 0$, ecuaţia (15) devine

$$t = \frac{1}{V}\sqrt{y^2 + 4H^2 + 4Hy \sin \varphi} . \quad (16)$$

Observăm din (16) că hodograful liniar al undei difractate înregistrate pe un profil care coincide cu proiecţia muchiei difractatoare în planul orizontal este o hiperbolă şi coincide cu hodograful undei reflectate de la limita R (adîncimea ecou fiind H, iar linia reflectatoare coincide cu muchia difractatoare de înclinare φ).

Primită la redacţie la 20 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. С. Л. Соболев, *Теория диффракции плоских волн*. Труды Сейсмологического Института, *41* (1934).
2. С. Л. Соболев, *Теория диффракции неустановившихся колебаний*. Известия АН СССР, серия математическая, *2* (1938).
3. Curtis Johnson, *Locating and detailing fault formations by means of the Geo-Sonograph*. Geophysics. **III**, *3* (1938).
4. М. Мотт, Смитн, *Adverse effects associated with variably compounded seismograph records*. Geophysics. **II**, *3* (1937).
5. И. С. Берзон, *О некоторых вопросах кинематики распространения диффрагированных сейсмических волн*. Труды Геофизического Института АН СССР, *9* (*136*) (1950).

PROSPECTAREA SEISMICĂ A FALIILOR CU DISPOZITIVE AMPLASATE PE PROFILE RADIALE[1]

DE

I. CORNEA[2] şi D. ENESCU[3]

Problema cartării faliilor în prospecţiunea seismică este adeseori greu de soluţionat datorită aspectului aparent confuz al informaţiilor în zonele de faliere şi nu datorită absenţei totale a acestor informaţii în zonele respective.

În ultimul timp, în ţara noastră s-au efectuat o serie de lucrări experimentale [1], [2], aducîndu-se unele contribuţii la stabilirea criteriilor practice de studiu al efectelor faliilor asupra înregistrărilor seismice.

O serie de lucrări teoretice şi experimentale au demonstrat nu numai posibilitatea apariţiei undelor difractate datorită prezenţei în subsol a faliilor, dar şi faptul că aceste unde sînt suficient de intense pentru a fi înregistrate pe seismograme alături de alte unde.

Pentru studiul undelor difractate se pot folosi, ca şi în cazul altor unde, caracteristicile dinamice şi cinematice ale acestora. Formularea teoretică insuficient de clară a caracteristicelor dinamice ale undelor difractate şi mai ales faptul că aparatura folosită în prospecţiunea seismică alterează forma oscilaţiilor, fac ca studiul caracteristicilor dinamice să nu fie întotdeauna eficient.

De aceea este recomandabil să se pună accentul pe studiul cinematic al acestor unde. Această cale a fost aleasă de majoritatea autorilor care au tratat probleme legate de identificarea şi utilizarea undelor difractate în prospecţiunea seismică.

Soluţionarea problemei identificării şi utilizării undelor difractate în prospecţiunea seismică este foarte dificilă şi depinde în mare măsură de condiţiile geologice. De exemplu, în zonele cu orizonturi cu înclinări mari, identificarea undelor difractate este mai dificilă şi uneori este posibilă

---

[1] Apare şi în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2 (1965).

[2] Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice (M.I.P.Ch.), Bucureşti, str. Coralilor nr. 20.

[3] Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21.

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, NR. 1, P. 121–127, BUCUREŞTI, 1965.

abea în faza de construire a secțiunii. Sînt cazuri cînd undele difractate apar suprapuse unor unde reflectate, astfel că pe seismograme nu distingem axe de sinfază individualizate, ci zone de interferență.

Adeseori, prin examinarea atentă a seismogramelor se pot pune în evidență și axe de sinfază bine individualizate, aparținînd unor unde care nu se încadrează în aspectul general. În asemenea situații identificarea undelor nu este atît de complicată ca în cazurile arătate mai sus.

În practica prospecțiunii seismice, metoda de lucru cel mai mult folosită este aceea a profilării continui. Evident că direcția profilelor este oarecare față de direcția eventualelor muchii difractatoare din subsol.

În lucrarea [3], D. Enescu a stabilit următoarea ecuație a hodografului liniar longitudinal al undelor difractate de la o muchie înclinată, înregistrate pe un profil de direcție arbitrară y :

$$t = \frac{\pm(Y+R)\sqrt{[\overline{X}y\beta_\xi + \overline{Z}y\beta_\zeta]^2 + y^2\beta_\eta^2(Y-R)^2}}{V[\overline{X}y\beta_\xi + \overline{Z}y\beta_\zeta]}. \tag{1}$$

unde

$X = y \sin \psi - \Delta$, $\quad \overline{X} = X - \Delta$,

$Z = -y \sin \varphi \cos \psi - H$, $\quad \overline{Z} = Z - H$, $\quad Y = \sqrt{X^2 + Z^2}$,

φ — înclinarea muchiei,

ψ — unghiul dintre direcția profilului și direcția muchiei,

Δ — distanța de la punctul de explozie la proiecția muchiei în planul orizontal,

H — adîncimea pe normală a muchiei față de punctul situat pe proiecția muchiei în planul de observație xy la distanța Δ de punctul de explozie.

Reprezentarea grafică $t = t(y)$ a ecuației (1) pentru φ, Δ, H dați și pentru diferite valori ale unghiului ψ dovedește că hodograful undelor difractate se apropie ca formă mai mult sau mai puțin de o hiperbolă. După cum vom vedea, numai în anumite cazuri particulare hodograful undelor difractate este hiperbolic. Admițînd că asemenea hodografi corespund undelor reflectate, este evident că vitezele determinate în astfel de cazuri vor fi eronate, iar eroarea va depinde de orientarea profilului față de muchie.

Ecuația hodografului undelor reflectate, înregistrate pe profilul longitudinal de direcție arbitrară, este

$$t = \frac{1}{V}\sqrt{y^2 + 4h^2 \pm 4hy \sin \delta}, \tag{2}$$

unde δ este înclinarea limitei reflectatoare după direcția arbitrară y, iar h este adîncimea ecou a limitei reflectatoare.

Panta hodografului undelor difractate are forma

$$p_d = \left(\frac{dt}{dy}\right)_d = F_d(y, \varphi, \psi, \Delta, H), \tag{3}$$

iar a hodografului undelor reflectate este

$$p_r = \left(\frac{dt}{dy}\right)_r = F_r(y, \delta, h). \tag{4}$$

Dar

$$\delta = \delta(\Phi, \psi) \text{ și } h = h(H, \Delta, \psi, \Phi),$$

unde Φ este înclinarea reală a limitei reflectatoare. Deci, raportul pantelor celor doi hodografi va avea forma

$$q = \frac{p_d}{p_r} = F(y, \varphi, \Phi, \psi, \Delta, H).$$

Pentru un caz dat, mărimile φ, Φ, Δ și H sînt constante și în consecință putem scrie

$$q = q(y, \psi). \tag{5}$$

Mărimea q poate lua valori mai mari sau mai mici decît unitatea, datorită în special variației unghiului ψ.

Variația formei hodografului și variația raportului dintre panta hodografului undelor difractate și panta hodografului undelor reflectate în funcție de unghiul ψ dintre direcția muchiei și direcția profilului de observație sînt criterii prețioase de identificare a undelor difractate. De aici reiese posibilitatea prospectării seismice a faliilor pe baza înregistrărilor obținute pe profile radiale. Pentru a demonstra practic această posibilitate, ne servim de înregistrări efectuate de I. Cornea[4] pe dispozitive amplasate în diferite azimuturi într-o zonă dislocată, stabilită anterior (fig. 1).

S-au efectuat mai întîi înregistrări pe un profil (A_1-A_2, fig. 1) aproximativ perpendicular pe axa zonei de dislocație (axă care este aproximativ paralelă cu proiecția muchiei în planul orizontal).

Ecuația hodografului liniar al undelor difractate înregistrate pe dispozitive amplasate pe un profil perpendicular pe proiecția muchiei în planul orizontal, are forma

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{\Delta^2 + H^2} + \sqrt{(y - \Delta)^2 + H^2}\right]. \tag{6}$$

Se știe că în acest caz problema difracției dată de o muchie se reduce la problema difracției dată de un punct. Ecuația (6) este valabilă atît

[4] I. Cornea, *Contribuțiuni la studiul interpretării prospecțiunilor seismice dintr-un sector al Depresiunii Predobrogene de pe teritoriul R.P.R. și a datelor geofizice complexe de prospecțiune și foraj cu privire la structura geologică și la condițiile acumulării hidrocarburilor.* Lucrare de disertație. Biblioteca I.P.G.G.

pentru o muchie înclinată, cît şi pentru una orizontală, iar prin H trebuie să se înţeleagă adîncimea muchiei (înclinată sau orizontală) pe normala în punctul difractator. Este evident că (6) reprezintă în coordonate t, y o hiperbolă cu minimum în punctul de abscisă $y = \Delta$.

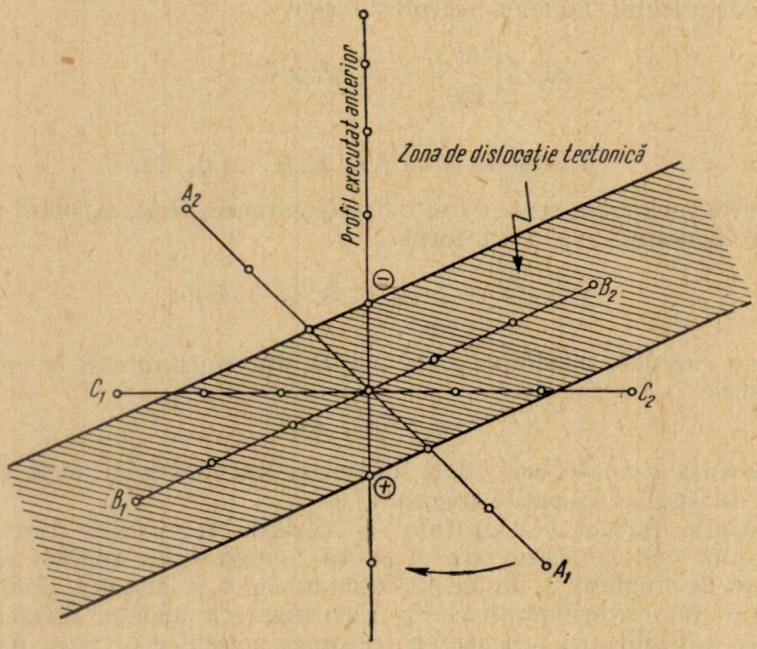


Fig. 1

Forma hiperbolică a hodografului permite şi impune o analiză comparativă cu hodograful hiperbolic al undelor reflectate, înregistrate pe acelaşi profil, hodograf a cărui ecuaţie are forma (2). Raportul pantelor celor doi hodografi (6) şi (2) este

$$q = \frac{(y - \Delta)\sqrt{y^2 + 4h^2 \pm 4hy \sin \delta}}{(y \pm 2h \sin \delta)\sqrt{(y - \Delta)^2 + H^2}} \tag{7}$$

Observăm că mărimea q poate lua valori între 0 şi ∞ ($q = 0$, pentru $y = \Delta$, şi $q = \infty$ pentru $y = \mp 2h \sin \delta$). Pentru cele mai multe valori ale lui y, este evident că $q > 1$.

Deci hodograful undei reflectate este mai aplatizat decît hodograful undei difractate înregistrate pe acelaşi profil. La aceeaşi concluzie s-a ajuns şi în lucrarea [4] pentru cazul muchiei difractatoare şi limitei reflectatoare orizontale.

Seismogramele obţinute pe profilul $A_1 - A_2$ sînt reprezentate în figura 2, din care observăm că pe lîngă undele reflectate de la limitele

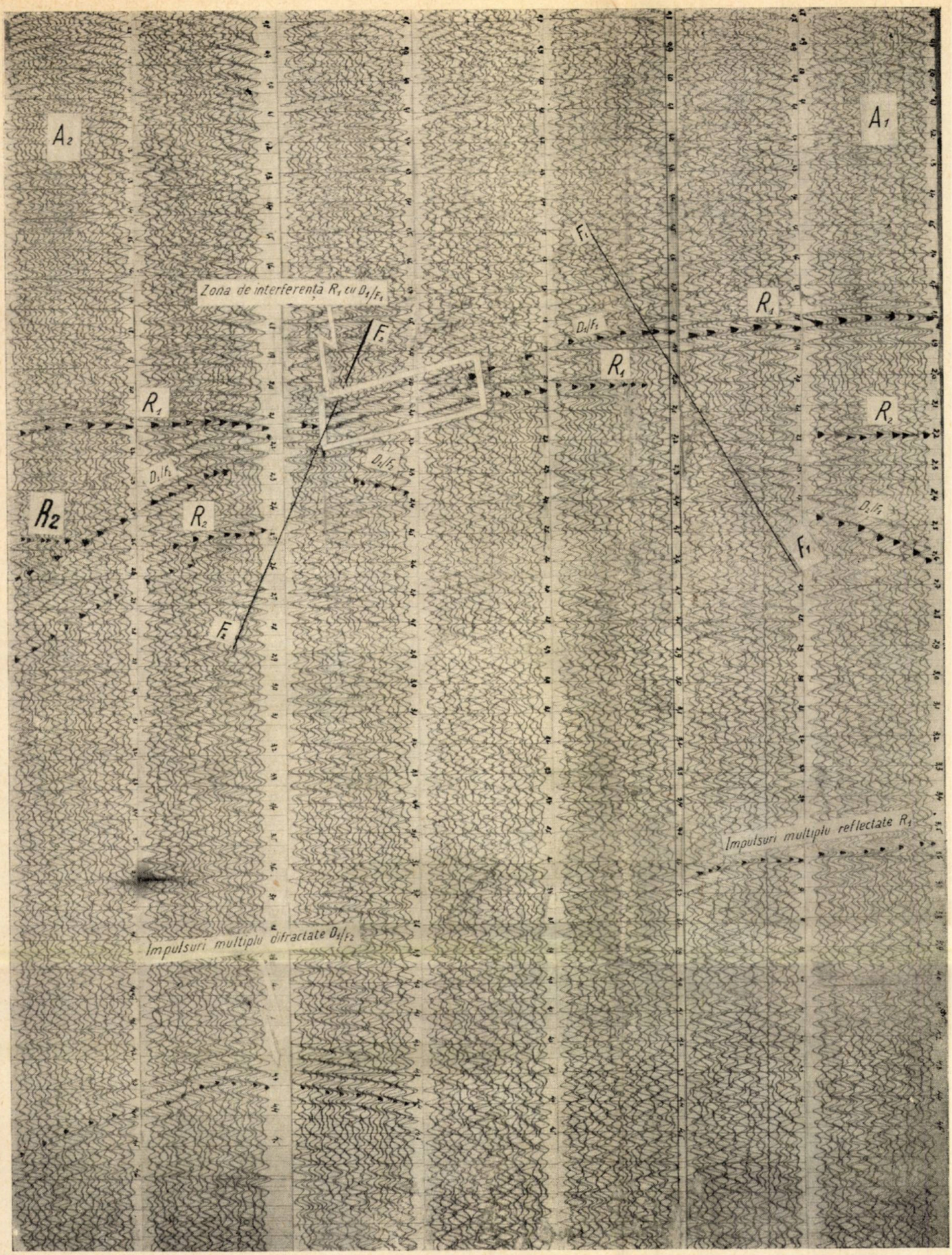

A2
A1
Zona de interferență R1 cu D1/F1
F2
F1
R1
R2
D1/F1
D1/F2
Impulsuri multiplu reflectate R1
Impulsuri multiplu difractate D1/F2

Fig. 2

OPSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁRÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

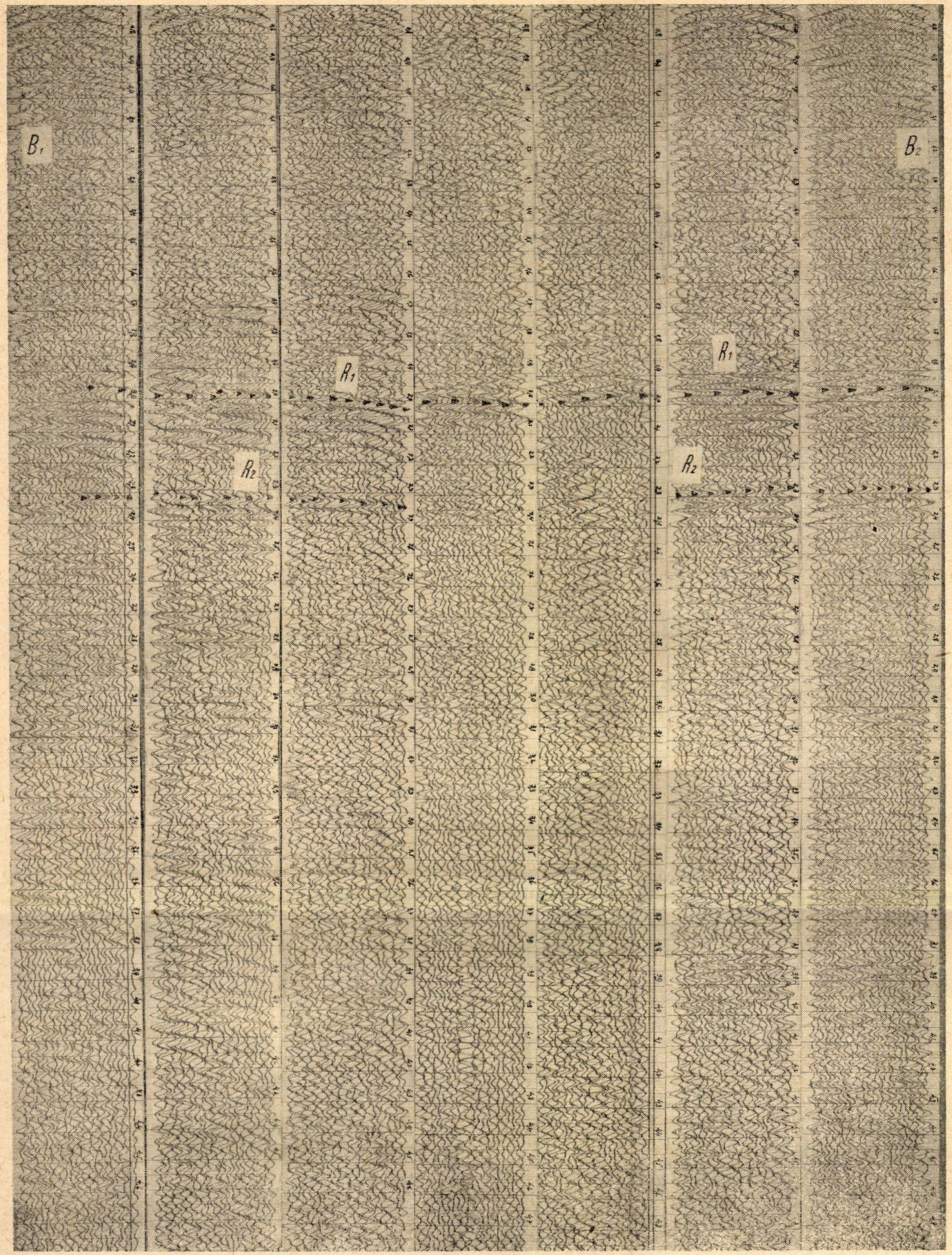


Fig. 3

OKSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁRÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

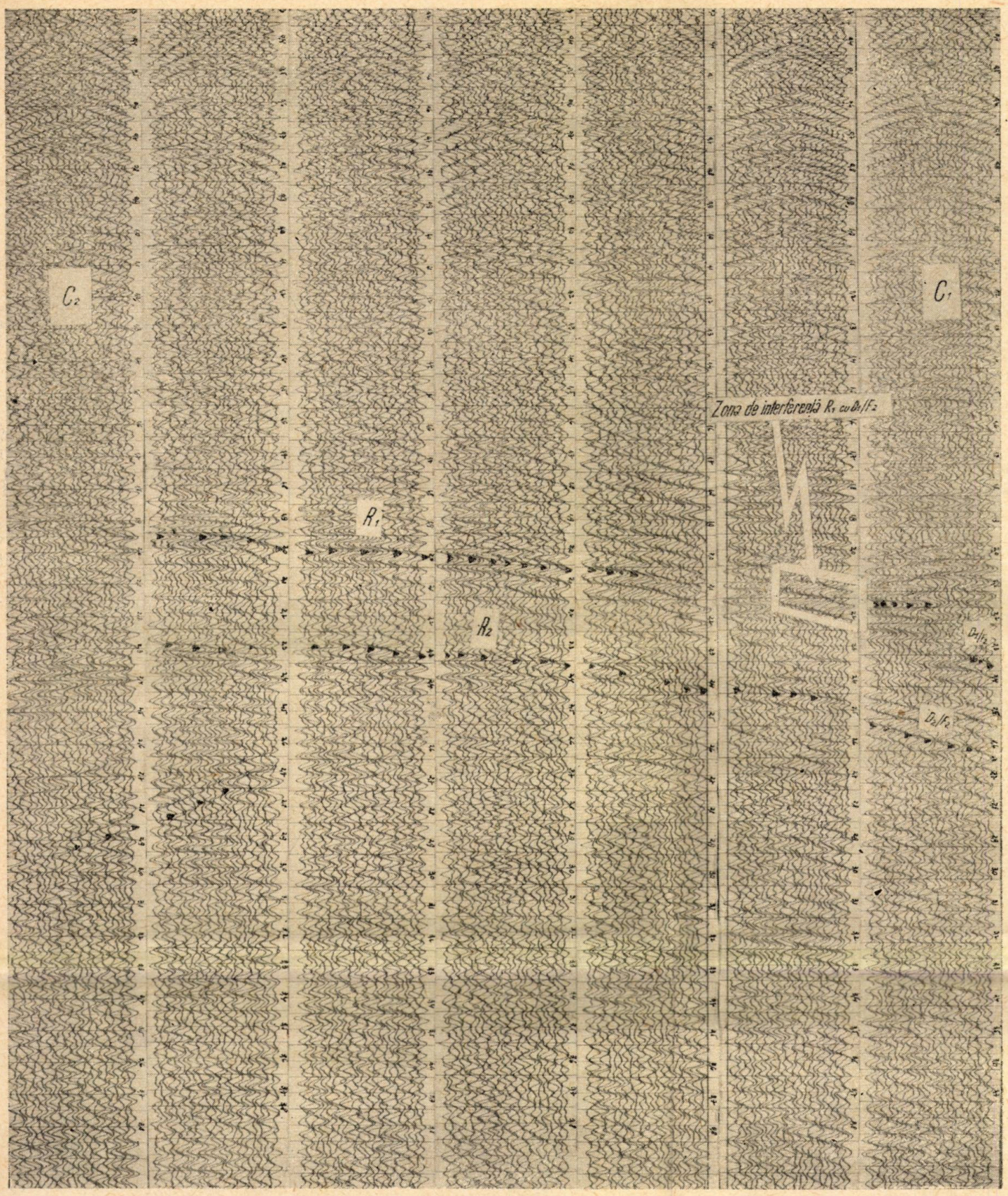


Fig. 4

ORSZ. HÚSZAKI KÖNYVTÁRES DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1983

R_1 și R_2 apar unde a căror axă de sinfază demonstrează o curbură mai mare a hodografului. Pe baza indicațiilor teoriei, am tras concluzia că aceste unde sînt unde difractate.

Aplicînd metoda coordonatelor patratice se deduce simplu, pe baza ecuațiilor (2) și (6), că viteza efectivă determinată din hodograful undei difractate, considerîndu-l ca fiind hodograf al undei reflectate, este mai mică decît viteza efectivă reală.

Hodograful undei difractate are un punct comun cu hodograful undei reflectate. Acest lucru se demonstrează simplu, mai ales în cazul cînd $\varphi = \Phi$. Într-adevăr, pentru $\varphi = \Phi$ se deduce că $\delta = 0$ și $h = H$, iar din ecuațiile (2) și (6) deducem că acest punct de tangență corespunde abscisei $y = 2\Delta$. Deci în jurul abscisei $y = 2\Delta$ înregistrările trebuie să indice o zonă de interferență a celor două unde. După cum se observă din figura 2, această zonă de interferență este prezentă, fapt ce demonstrează încă odată prezența undelor difractate pe seismograme.

După poziția zonei de interferență și după saltul în timp al reflexiilor R_1 și R_2 au putut fi trasate direct pe figura 2 liniile de falie.

Pe seismogramele din figura 2 se observă la timpi mai mari (aproximativ dublul timpului la care se observă undele difractate D_1/F_2) impulsuri care au fost atribuite unor unde multiplu difractate. S-ar putea ca aceste impulsuri să aparțină unor unde multiplu reflectate-difractate. Problema undelor multiplu difractate și a celor multiplu reflectate-difractate va constitui subiectul unei lucrări viitoare.

Ecuația hodografului liniar al undelor difractate înregistrate pe un profil paralel cu proiecția muchiei în planul de observație a fost dedusă de D. Enescu în [3] și are forma

$$t = \frac{\sqrt{(y\sin\varphi+2H)^2+\operatorname{cotg}^2\varphi[\sqrt{(y\sin\varphi+H)^2+\Delta^2}-\sqrt{\Delta^2+H^2}]^2}}{V(y\sin\varphi+2H)[\sqrt{(y\sin\varphi+H)^2+\Delta^2}+\sqrt{\Delta^2+H^2}]^{-1}}. \quad (8)$$

În acest caz hodograful nu este o hiperbolă și nu se poate confunda cu hodograful undei reflectate de la o limită situată la adîncimea $H_1 = \sqrt{\Delta^2 + H^2}$ ca în cazul $\varphi = 0$.

Pentru $\varphi = 0$ se deduce din (8), după ridicarea nedeterminării, următoarea expresie a timpului t:

$$t = \frac{1}{V}\sqrt{y^2 + 4(\Delta^2 + H^2)}. \quad (9)$$

Deci numai în cazul unei muchii orizontale hodograful undei difractate înregistrate pe un profil paralel cu muchia coincide formal cu hodograful undei reflectate de la o limită situată la adîncimea $H_1 = \sqrt{\Delta^2 + H^2}$.

Nu insistăm asupra problemelor legate de ecuația (9) și de compararea ei cu ecuația hodografului undelor reflectate, deoarece ele au fost tratate în lucrarea [4].

Pe baza ecuației (8) sau (9), deducem că asemenea unde difractate pot fi înregistrate și se pot diferenția pe seismograme, deoarece este evident că panta acestor hodografi este diferită de panta hodografului undelor reflectate înregistrate pe același profil.

Pe înregistrările efectuate pe un profil paralel cu axa zonei de dislocație (profilul B_1-B_2 — fig. 1) și expuse în figura 3 nu observăm la timpii corespunzători decît undele reflectate R_1 și R_2.

Absența undelor difractate pe profile paralele cu direcția muchiei difractatoare s-ar putea explica, în cazul distanțelor prea mari ale profilului față de zona de dislocație, printr-o absorbție mai mare a undelor difractate. În cazul profilului B_1-B_2 această explicație nu poate fi valabilă, deoarece profilul se găsește chiar pe zona de dislocație, adică la o distanță Δ față de proiecția muchiei în planul de observație, foarte mică sau egală cu zero. Pentru $\Delta = 0$, ecuația (8) devine

$$t = \frac{1}{V}\sqrt{y^2 + 4H^2 + 4Hy \sin \varphi}. \qquad (10)$$

Deci, în acest caz undele difractate se confundă cu undele reflectate de la limita R. Adîncimea — ecou este H, iar linia reflectatoare se confundă cu muchia difractatoare care are înclinarea φ. De aceea, pe seismogramele din figura 3 apare la timpul corespunzător limitelor R numai un anumit tip de unde (cărora le-am putea spune reflectate sau difractate).

Am analizat cazurile profilului perpendicular și profilului paralel cu zona de dislocație. Este evident că pentru profile cu direcții diferite de cele extreme, undele difractate se vor diferenția de cele reflectate numai sporadic, așa cum este ilustrat în figura 4, unde sînt expuse seismogramele înregistrate pe un profil care face un unghi de aproximativ 25° cu axa zonei de dislocație (profilul C_1-C_2 — fig. 1).

Într-adevăr, din figura 4 observăm că pe profilul C_1-C_2 care taie zona de faliere sub un unghi ascuțit, undele difractate au o intensitate mai slabă și se disting mai greu și sporadic pe seismograme. Se observă totuși o zonă de anomalie provocată de interferența undelor și care coincide cu zona de faliere F_2. Observațiile efectuate numai pe acest profil nu permit însă o analiză detaliată și concludentă a zonei de faliere.

În concluzie, în zonele bănuite a fi perturbate de falii, se recomandă efectuarea înregistrărilor seismice pe profile radiale, pentru a obține cel puțin pe o direcție informații mai complete și mai eficiente în vederea detectării faliilor și determinării parametrilor acestora. Executarea unor asemenea lucrări este relativ costisitoare, însă ele trebuie făcute numai acolo unde există probabilitatea existenței faliilor. Probabilitatea existenței faliilor poate fi fundamentată fie pe unele elemente mai mult sau mai puțin confuze în ceea ce privește prezența undelor difractate în unele sectoare ale profilelor de corelație continuă, fie pe alte date geofizice sau geologice.

Primită la redacție la 20 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. I. Cornea, *Contribuţii geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bîrladului*. St. cerc. geologie, geofizică şi geografie. Seria geofizică, **2**, 83 (1964).

2. I. Cornea, V. Chişcan, M. Barbu, *Unde difractate în prospecţiunea seismică*. Studii tehnice şi economice. Inst. Geologic, Seria D, *5* (1965).

3. D. Enescu, *Cîmpul de timpi şi hodografii undelor seismice difractate de la o muchie înclinată*. St. cerc. geol. geofiz.-geogr., Seria geofiz., acest volum p. 129.

4. И. С. Берзон, *О некоторых вопросах кинематики распространения дифрагированных сейсмических волн*. Труды Геофизического Института АН СССР, *9* (*136*) (1950).

CONTRIBUȚII SEISMICE LA CREAREA UNEI IMAGINI TECTONICE ASUPRA MARGINII NORDICE A PLATFORMEI MOESICE ÎNTRE OLT ȘI BUZĂU [1]

DE

C. BURCEA, I. CORNEA, GR. ȚUGUI, E. IONESCU, M. TRÎMBIȚAȘ, ST. GEORGESCU, I. LEAFU, L. TOMESCU II, AL. BRAȘOVEANU, M. CHIȘCAN, F. LEAFU, S. MIHĂILĂ și V. SIPOȘ

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice (M.I.P.Ch.) București, str. Coralilor, nr. 20

INTRODUCERE

Cercetarea structurii geologice a cuverturii sedimentare din Platforma Moesică este o problemă a geofizicii de prospecțiune, și în primul rînd a seismometriei, care poate da informații complete asupra structurii acestei cuverturi.

Acoperită în mare parte de depozite cuaternare, Platforma Moesică se caracterizează prin foarte puține studii geologice de suprafață.

Pînă în 1951, asupra succesiunii de depozite ce intră în alcătuirea acestei unități au existat puține cunoștințe.

Structura geologică de adîncime era dedusă [1], [2] pe baza observațiilor făcute în malul dobrogean al Dunării, considerîndu-se că structura geologică a Dobrogii se continuă în fundamentul Platformei Moesice. Astfel, fundamentul platformei era considerat ca fiind alcătuit în parte din șisturi verzi și în parte din șisturi cristaline, născute de pe urma orogenezei hercinice. Peste substratul cutat și metamorfozat urmează depozitele jurasicului superior și ale cretacicului, iar peste acestea se dispun transgresiv depozite terțiare. Această concepție asupra structurii geologice de adîncime nu era de loc încurajatoare pentru efectuarea unor cercetări geologice mai detaliate.

Însă, după descoperirea zăcămîntului de la Tiulenovo din 1951 (R. P. Bulgaria), zonele din fața orogenului carpatic, adică zonele de

[1] Lucrare prezentată la Simpozionul de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în R.P.R., din 6–8 iulie 1964.

ST. CERC. GEOL.–GEOFIZ.–GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 129–139, BUCUREȘTI, 1965

platformă, au devenit un obiectiv principal de explorare în ţara noastră. Astfel, începînd cu anul 1952, un mare volum de lucrări de prospecţiuni geofizice şi de explorare prin sonde au contribuit la dezvoltarea studiului structurii geologice de adîncime din Platforma Moesică.

Măsurătorile gravimetrice şi magnetometrice efectuate pe teritoriul ţării noastre au fost prelucrate, sintetizate şi interpretate [3] de un colectiv de la Comitetul geologic în colaborare cu Academia R.P.R.

Datele magnetice sub forma anomaliei ΔZ au permis o raionare structurală a fundamentului cristalin. După aceste date, teritoriul care face obiectul lucrării de faţă se suprapune peste două sectoare de fundament : un sector nordic, cu fundament precambrian mai nou (baikalian), şi un sector sudic, cu fundament vechi (arhaic-karelian), separate printr-o linie care trece aproximativ prin dreptul localităţilor Fierbinţi-S Costeşti-Slatina-N Craiova.

Datele gravimetrice au evidenţiat mai multe linii de fracturi în fundament :

— fracturi de ordinul I, caracterizate prin întinderi mari regionale şi foarte adînci în scoarţă. O astfel de linie de mare gradient gravimetric dublează linia magnetică ce separă cele două fundamente, ceea ce arată semnificaţia tectonică a raporturilor dintre cele două sectoare (baikalian şi arheean) ale fundamentului Platformei Moesice ;

— fracturile de ordinul II şi III, care definesc tectonica sectoarelor majore din fundament.

Primele profile seismice regionale au arătat încă din 1953 existenţa unui înveliş sedimentar gros de minimum 5 000 m, efilarea depozitelor terţiare pe marginea nordică a platformei şi existenţa unor elemente structurale sub formă de ondulaţii în depozitele mezozoice.

Hărţile şi schemele structurale, întocmite pe baza orizonturilor caracteristice evidenţiate, arată coborîrea generală a formaţiunilor cretacice de la 400 m în partea de sud pînă la 3 500 m în nord.

Planul de cădere spre nord apărea afectat de o falie majoră evidenţiată în regiunea Urziceni [2], Moara Săracă [3]. Această falie regională de direcţie ENE-VSV, a fost suspectată şi la vest de Moara Săracă [4] şi continuată pînă la N—E de Glavacioc printr-o zonă în care orizontul caracteristic n-a mai putut fi urmărit.

Lucrările seismice de reflexie executate începînd din 1961 aduc un aport substanţial la crearea unei imagini tectonice noi asupra marginii nordice a platformei. Se arată că afundarea formaţiunilor spre nord se face prin intermediul mai multor fracturi cu orientări diferite, unele dintre

---

[2] L. Tomescu, I Cornea, P. Davidescu, M. Belu, A. Ionescu, *Raport final asupra lucrărilor seismice executate în reg. Buzău-Urziceni*, Raport nr. 261, arhiva I.P.G.G.

[3] V. Teodorescu, T. Păsat, V. Rodina, A. Solomon, M. Solomon, P. Constantinescu, *Raport final asupra lucrărilor seismice executate în reg. Buzău-Urziceni*. Arhiva C.G.

[4] C. Mihăilescu, M. Popescu, *Raport final asupra prospecţiunii seismice de semidetaliu în Cîmpia Română*. Raport nr. 336, arhiva I.P.G.G.

ele cu extindere regională, care complică tectonica formațiunilor mezozoice și terțiare, creînd imaginea unei structuri în blocuri [5,6].

Lucrarea de față reflectă nivelul actual al cunoștințelor noastre asupra structurii geologice a unui sector din Platforma Moesică (fig. 1) și se bazează pe rezultatele prospecțiunii seismice efectuate în ultimii 10 ani.

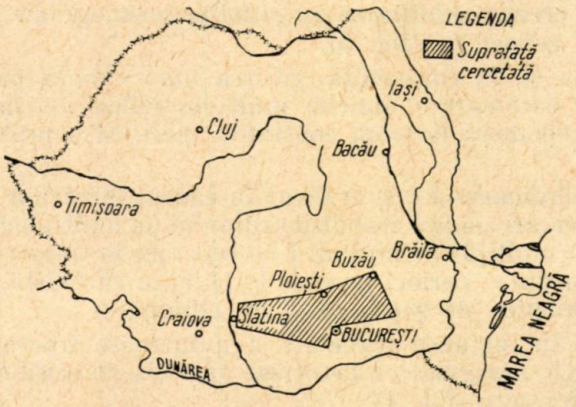


Fig. 1. — Poziția geografică a suprafeței cercetate.

1. ANALIZA MATERIALULUI SEISMIC

Materialul primar (seismograme) obținut în măsurătorile seismice de reflexie prezintă înscrieri corelabile pînă la timpi de 6 secunde.

Prezența în secțiune, aproape pe întregul teritoriu cercetat, a unor limite reflectante cu coeficienți de reflexie foarte mari a favorizat apariția pe seismograme a unor impulsuri cu aspect caracteristic de înscriere (fig. 2).

Astfel, pe seismograme se pot distinge următoarele reflexii :

— un grup de reflexii corelabile pe suprafețe mari, generate de limite puțin înclinate, care aparțin terțiarului ;

— o reflexie caracteristică (R_1), urmărită pe întreaga suprafață cercetată, generată din zona limitei de discordanță Sa/Cr. Această reflexie apare pe seismogramă sub forma unui impuls, cu durată de oscilație de maximum două perioade. Ea apare la timpi de 0,3—0,7 s în sud și 2,5—5,0 s în nord.

În partea sudică a zonei cercetate, această reflexie este urmată la un interval foarte scurt de o reflexie corelabilă pe întinderi mari, dar fără

---

[5] Gr. Țugui, M. Costescu, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în zona N. București*. Raport nr. 430, arhiva I.P.G.G.

[6] I. Leafu, L. Tomescu II, E. Ionescu, Al. Brașoveanu, F. Leafu, V. Sipoș, *Raport final asupra măsurătorilor seismice în regiunea Ciurești-Cartojani*. Raport nr. 454, arhiva I.P.G.G.

aspect caracteristic, care aparţine albianului. După o zonă oarecum mută de circa 0,5 secunde, apare o nouă reflecţie caracteristică (R_2), care se urmăreşte mai greu pe unele zone din cauza interferenţelor şi care ar aparţine doggerului. Aria de răspîndire a acestei reflexii este ceva mai mică decît a primei reflexii caracteristice. Reflexiile obţinute sub acest orizont prezintă în general înclinări mai accentuate şi sînt discontinue.

Existenţa în zonă a unor limite reflectante cu coeficienţi de reflexie foarte mari au creat posibilitatea apariţiei pe seismograme şi a unor impulsuri multiplu reflectate (fig. 3).

Separarea şi, în consecinţă, găsirea unor criterii practice de recunoaştere şi de eliminare a undelor multiplu reflectate, în afara celor de ordinul I cu repetarea la timp constant, apare ca o problemă destul de complicată.

Pentru eliminarea lor s-au făcut în cadrul lucrărilor de interpretare numeroase încercări asupra stabilirii ordinului de multiplicitate. În general s-au identificat multiple de ordinul I cu repetare la timp constant. Pentru multiplele de ordin superior, pe care le bănuim că există, nu s-au putut găsi criterii practice de separare şi de eliminare.

Prezenţa în regiunea cercetată a numeroase fracturi, discordanţe, limite de reflexie neregulate a favorizat apariţia pe seismograme a numeroase unde difractate (fig. 4).

Înregistrarea simultană a undelor difractate cu cele reflectate creează de cele mai multe ori un tablou destul de complex al undelor pe seismograme.

Separarea şi interpretarea corectă a undelor difractate a fost de un real folos pentru identificarea faliilor. Evidenţierea zonelor de dislocaţie şi precizarea poziţiei relative a blocurilor s-au făcut pe baza studierii particularităţilor dinamice şi cinematice ale undelor înregistrate în aceste zone (fig. 2 şi 4).

Aspectul materialului seismic înregistrat pe majoritatea profilelor în extremitatea nordică pune în evidenţă existenţa unei fracturi mari, localizată în zona de joncţiune a celor două regimuri cu mobilitate diferită : platforma şi depresiunea (fig. 5).

2. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DATELOR SEISMICE

Materialul primar înregistrat a permis întocmirea a două hărţi structurale pe baza celor două repere caracteristice R_1 şi R_2

Pentru caracterizarea structurii geologice se prezintă două profile (III şi VII) : unul orientat N—S (fig. 6), iar celălalt orientat E—V (fig. 7), care, prin numărul de sonde şi prin bogăţia materialului geofizic, au fost considerate ca fiind cele mai reprezentative.

Profilul III începe de la circa 11 km VSV de Călugăreni şi se termină la circa 20 km N de Ploieşti.

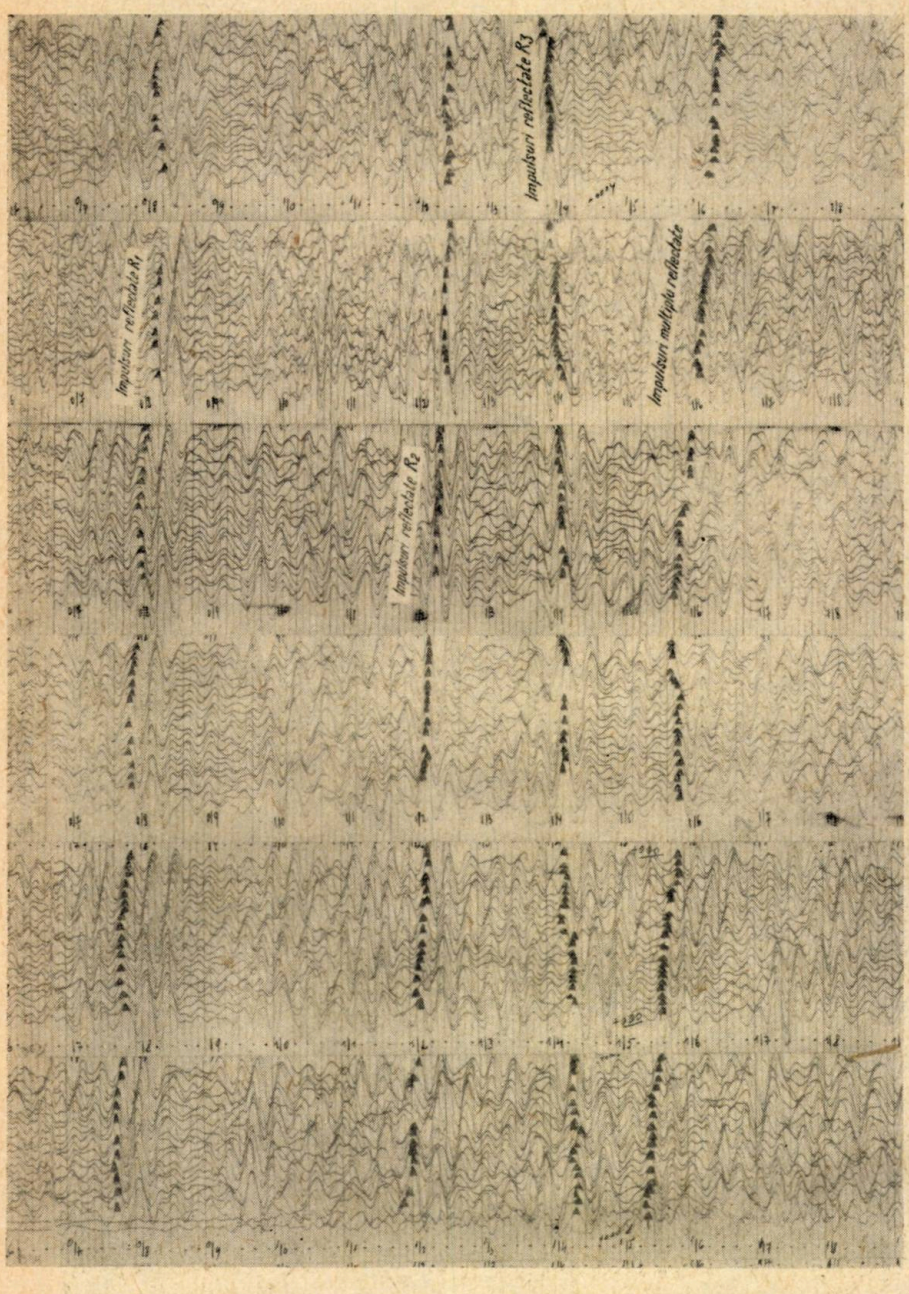


Fig. 3. — Material seismic obținut în zona sudică a regiunii cercetate unde se observă foarte bine unda de la triasic (R_3)

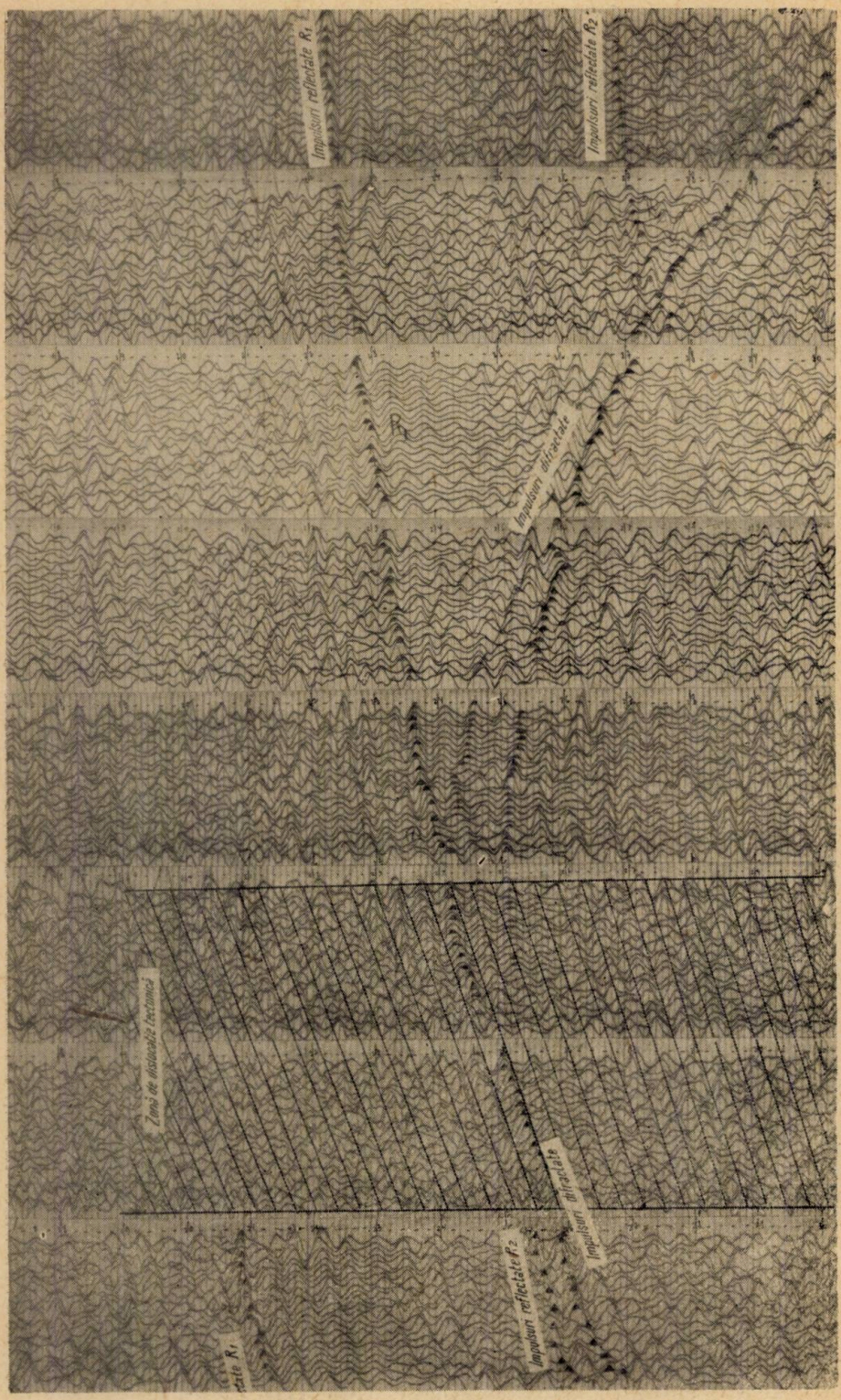


Fig. 4. — Unde difractate și reflectate înregistrate în Platforma Moesică (distanța între geofoni 40 m).

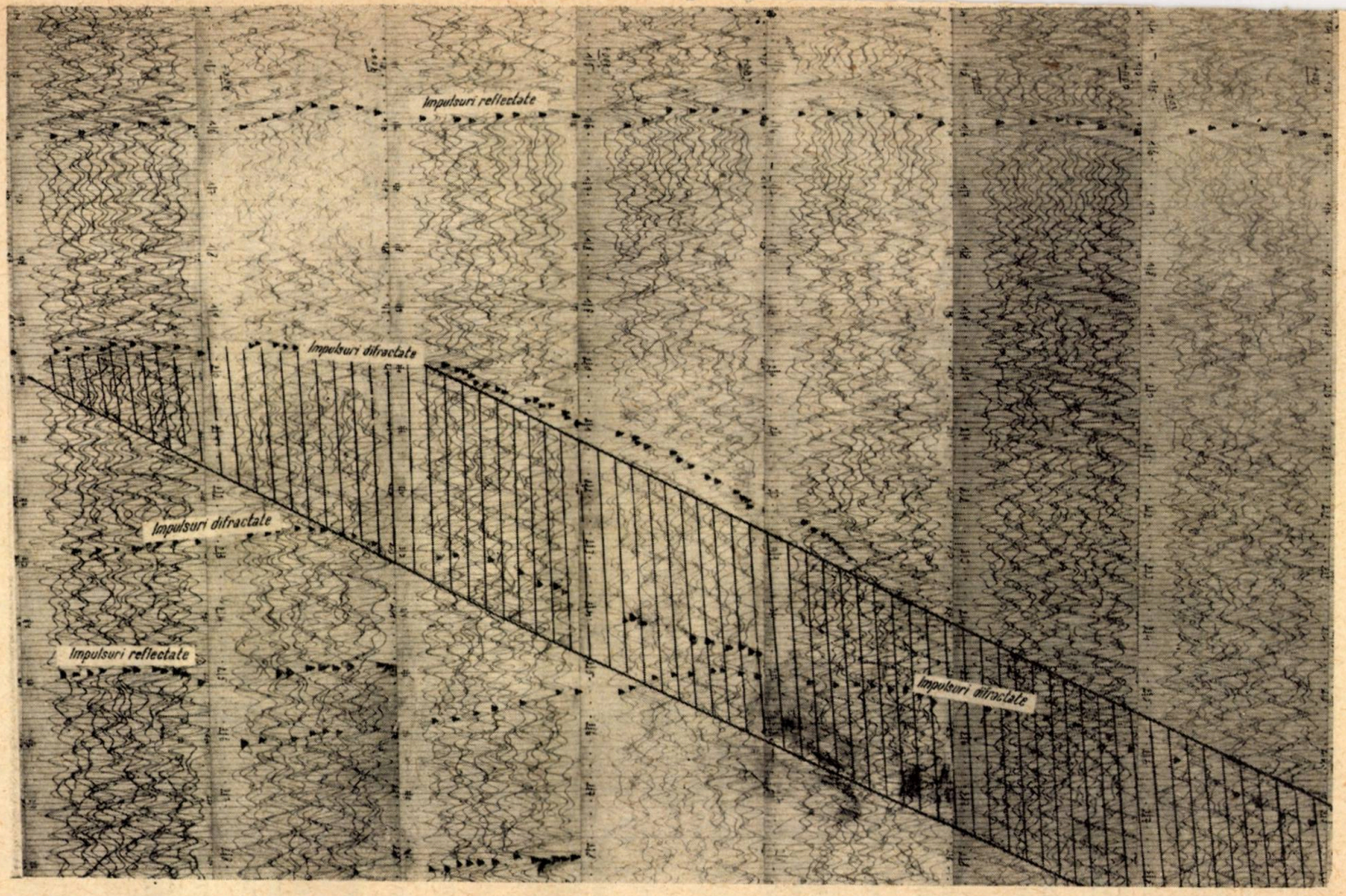


Fig. 5. — Zona de fractură la contactul între Platforma Moesică şi Depresiunea Precarpatică.

După secţiunea seismică, profilul prezintă mai multe regimuri şi zone de variaţie cu semnificaţie structurală caracteristică, şi anume :

a) un regim inferior (etajul structural triaso-paleozoic), cu orizonturi reflectatoare mai puţine, avînd înclinări mai accentuate, sugerînd prezenţa unei mari depresiuni (sinecliză) situate în partea sudică a profilului şi a unei zone ridicate (antecliză) cu maximum de ridicare la nord de Bucureşti.

Despre acest etaj structural sau despre etajele structurale pînă la dogger, prospecţiunea seismică efectuată în această zonă dă informaţii mai puţine, totuşi pune în evidenţă antecliza Optaşi-N Bucureşti şi sinecliza Călugăreni-Roşiori ;

b) un regim superior (platforma tînără, mezocainozoică), cu foarte multe orizonturi, cu o structură în general monoclinală, afectată de foarte multe fracturi.

În etajul structural al platformei tinere se observă mai multe zone.

O zonă sudică, cu o structură monoclinală în care formaţiunile mezozoice se afundă spre nord, pe o pantă tectonică relativ mică, pînă în dreptul localităţii Bucureşti (pragul platformei).

Caracteristic pentru această zonă este prezenţa a numeroase fracturi care compartimentează platforma în mai multe blocuri ridicate şi coborîte.

Începînd din pragul platformei, formaţiunile mezozoice se scufundă spre nord pe o pantă tectonică mare, denivelată în trepte prin faliere, pînă în dreptul localităţii Bucov. Această zonă a fost denumită „Versantul scufundat al Platformei Moesice".

În extremitatea nordică, formaţiunile mezozoice se scufundă brusc prin intermediul unei fracturi (zona de cedare a platformei) şi se face trecerea la Depresiunea Precarpatică.

Profilul VII începe din dreptul Oltului (N Slatina) şi se termină la sud de localitatea Pogoanele.

El se plasează iniţial pe zona axială, iar începînd de la est de Optaşi, probabil, pe flancul nordic al ridicării majore Piatra-Olt — Optaşi —N Bucureşti.

În lungul secţiunii, materialul seismic evidenţiază mai multe culminaţii, din care două au un caracter mai pronunţat.

Zona cea mai ridicată pare să fie cea de la Optaşi.

La est de localitatea Buzoieşti apare o nouă culminaţie, destul de pronunţată, dar care pare a avea o poziţie coborîtă faţă de cea de la Optaşi.

În general formaţiile se afundă de la vest spre est pînă în dreptul localităţii Periş, de unde încep să urce continuu spre est pînă la Pogoanele.

Pe profil se remarcă falia F_{14}, care a produs scufundarea puternică a blocului estic.

În harta întocmită la nivelul orizontului de la suprafaţa cretacicului (fig. 8), se observă că afundarea formaţiunilor mezozoice spre nord se face prin intermediul a numeroase zone de fractură, care compartimentează ţinutul de platformă cercetat în zone coborîte şi ridicate.

Dispunerea în plan a acestor fracturi pune în evidenţă zone foarte puternic tectonizate şi creează posibilitatea delimitării unor cîmpuri de fracturi, în care unele aliniamente principale de falii par să aibă totuşi o direcţie preferenţială est-vest.

Trecerea de la un cîmp de fracturi la altul se face prin intermediul unor zone mai puţin tectonizate.

Privind în ansamblu distribuţia izobatelor pe harta prezentată, se constată în zona sudică un regim monoclinal cu căderi lente spre nord pînă aproximativ la nivelul localităţilor Slatina-Bucureşti-Brăgăreasca.

Pe acest fond apar numeroase accidente tectonice, care se grupează în trei mari cîmpuri de fracturi, şi anume :

1) cîmpul de fracturi Brătăşani-Epureşti, în care faliile principale F_1 şi F_2, paralele între ele, determină un bloc scufundat cu 100—200 m ;

2) cîmpul de fracturi Glavacioc-Podişor-Popeşti, care prezintă trei falii principale, ce determină între F_3 şi F_4 un bloc scufundat cu 50—300 m şi între F_4 şi F_5 un bloc ridicat cu circa 50 m ;

3) cîmpul de fracturi Vişina-Chitila, în care faliile principale F_6 şi F_7 determină un bloc ridicat cu 50—100 m.

În afară de acestea, în cuprinsul cîmpurilor de fracturi apar o serie de accidente secundare, marcînd prezenţa unor compartimente mai restrînse.

Remarcînd faptul că în partea sudică faliile principale şi secundare determină în ansamblul lor un joc de blocuri alternative pe un fond monoclinal cu căderi lente spre nord, această zonă se poate atribui platformei propriu-zise.

De la linia localităţilor Slatina-Bucureşti-Brăgăreasca spre nord se constată o îndesire a izobatelor, precum şi prezenţa unor accidente tectonice de mare amploare, care în majoritatea lor determină căderea în trepte a monoclinului nordic. Se poate considera că această zonă reprezintă versantul scufundat al Platformei Moesice.

În această zonă se remarcă următoarele falii principale de la vest către est :

— faliile F_8 şi F_9 din cîmpul de fracturi Deleni-Optaşi, care au semnificaţia unor trepte de afundare către nord ;

— falia F_{10}, care reprezintă o treaptă de afundare spre nord ;

— faliile F_7 şi F_{11}, care delimitează un bloc nordic căzut cu circa 200 m între Vişina şi N Tărătăşeşti, de unde spre est pînă la Periş falia F_{11}, probabil printr-o forfecare, prezintă blocul nordic ridicat cu circa 100 m ;

— faliile F_{12} şi F_{13}, care prezintă o cădere a compartimentului nordic de la N Otopeni pînă la Urziceni, cu săritura maximă la Movilita Nouă (cca 500 m), iar de la Urziceni spre est schimbă sensul, avînd la Cotorca blocul nordic ridicat cu circa 200 m ;

— falia F_{14}, S Bărcăneşti-Tg. Fierbinţi, care a produs o scufundare accentuată a blocului estic, separînd două zone : una puternic tectonizată în est, alta relativ liniştită în vest.

Din cîmpul de fracturi S Albeşti-N Pogoanele remarcăm următoarele aliniamente principale :

— falia F_{15}, Drăgăneşti-Amaru, care prezintă ridicarea blocului nordic cu circa 100 m ;

— falia F_{16}, Amaru-N Pogoanele, care determină scufundarea cu circa 200 m a blocului nordic ;

— faliile F_{17} , F_{18} şi F_{19}, orientate aproximativ V—E, care au fost urmărite pe trasee mai lungi şi arată în general uşoare ridicări ale blocurilor nordice.

În nordul ţinutului cercetat s-a putut urmări aproape continuu o linie regională de fractură (F_R). Această linie se plasează în zona de cedare a platformei şi reprezintă contactul între două mari unităţi structurale : Platforma Moesică şi Depresiunea Precarpatică.

Această delimitare este confirmată şi de regimurile tectonice net diferite ce bordează această fractură : un regim monoclinal în sud, care corespunde versantului scufundat al platformei, şi un regim cutat în nord, atribuit Depresiunii Precarpatice.

Linia majoră de ruptură, care în zona vestică a fost identificată foarte clar pe materialul primar, urmăreşte de la vest spre est aliniamentul localităţilor Oteşti, Gura Şuţii, Bilciureşti, Hăbud, Bărcăneşti.

De la Gura Şuţii spre est pînă la Hăbud, linia de fractură regională nu s-a mai putut urmări cu aceeaşi uşurinţă. În această zonă s-ar putea trasa două linii de fractură care pot explica raporturile structurale dintre cele două mari unităţi :

— o linie pe aliniamentul localităţilor Gura Şuţii — Bilciureşti, care, la nivelul formaţiunilor mezozoice, are semnificaţia unei linii de fractură de amplitudine mică. La nord de acest accident se remarcă prezenţa unor ondulaţii în depozitele terţiare care ar putea aparţine depresiunii ;

— a doua linie, mai sinuoasă, Gura Şuţii-S Bucşani-Hăbud-Bărcăneşti, corespunzînd cu afundarea puternică a formaţiunilor mezozoice de platformă spre nord, care sugerează un intrînd al depresiunii în corpul platformei la vest de falia principală F_{14}. Dacă în afara liniilor de fractură reperate se adaugă şi o serie de falii transversale ce decroşează şi compartimentează acest golf al depresiunii, o delimitare riguroasă a contactului dintre cele două mari unităţi structurale devine şi mai dificilă. O astfel de falie este linia principală de ruptură amintită mai sus (F_{14}), care a produs scufundarea puternică a blocului nord-estic.

Racordarea liniei regionale de fractură în această situaţie se poate face numai dacă admitem decroşarea ei de-a lungul faliei F_{14}.

Afară de rolul ei de decroşare, falia F_{14} pare să aibă şi o altă semnificaţie ; în vest, pe materialul primar al majorităţii profilelor orientate N—S, se observă o încălecare spre sud a formaţiunilor miocene şi eventual ale pliocenului inferior peste mezozoicul de platformă, evidenţiind un regim median cu înclinări mai accentuate. Această încălecare atinge pe unele profile mai mulţi kilometri.

Reflexiile generate de acest pachet miopliocen inferior au o poziţie discordantă atît faţă de pachetul inferior, cît şi faţă de cel acoperitor, relativ liniştit.

La est de falia F_{14} se observă că planul de faliere este mai puţin înclinat spre sud, zona de încălecare mai restrînsă iar regimul cutat afectează şi sedimentarul nou (pliocen superior).

Comparînd cele două hărţi întocmite, cea de la suprafaţa cretacicului (fig. 8) cu cea de la jurasic (fig. 9), se observă că aspectul structural, evidenţiat la cele două nivele, se păstrează în linii mari.

Cîmpuiile principale de fracturi descrise în harta la suprafaţa cretacicului se regăsesc şi la nivelul din jurasic.

Se remarcă o tectonică mai complicată a formaţiunilor jurasice, precum şi existenţa zonelor ridicate de la Miroşi, E Buzoieşti şi N Căscioarele.

Falia regională F_R nu s-a putut urmări la nivelul jurasicului, întrucît în extremitatea nordică a regiunii cercetate reperul caracteristic R_2 nu s-a mai putut regăsi.

CONCLUZII

Studiul seismic complex efectuat între Olt şi Buzău aduce o serie de contribuţii la interpretarea măsurătorilor seismice executate în această zonă şi a condus la descifrarea structurii geologice a acestui sector din Platforma Moesică.

Separarea şi interpretarea corectă a undelor difractate a condus la identificarea a numeroase fracturi în cuvertura sedimentară, care delimitează mai multe compartimente.

Hărţile construite la cele două nivele creează o imagine structurală complexă asupra formaţiilor cuprinse în etajul structural superior (mezocainozoic) şi arată relaţiile dintre diferitele cîmpuri de fracturi evidenţiate.

În ceea ce priveşte descifrarea structurii formaţiunilor permotriasice şi a formaţiunilor paleozoice, prospecţiunea seismică a adus informaţii mai puţine, insuficiente pentru o detalizare, aşa cum s-a făcut pentru etajul structural superior.

În platformă s-au delimitat mai multe zone cu semnificaţie structurală caracteristică, şi anume : platforma propriu-zisă, versantul scufundat al platformei şi zona de cedare a ei.

O contribuţie deosebită în ceea ce priveşte cunoaşterea structurii geologice de adîncime o constituie delimitarea platformei şi a depresiunii din nord. Se arată că trecerea de la platformă la depresiune se face prin intermediul unei fracturi (F_R), care marchează contactul dintre Platforma Moesică şi depresiunea din faţa Carpaţilor.

Considerăm că acest studiu constituie o primă etapă în interpretarea complexă a informaţiilor seismice pentru descifrarea structurii geologice a acestei importante unităţi structurale.

Primită la redacţie la 20 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. N. Grigoraş, *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1961.
2. N. Pătruţ, M. Popescu, C. Teodorescu, M. Molnar, *Contribuţii la cunoaşterea geologiei Platformei Moesice. Stratigrafie.* Petrol şi gaze **12**, *11* (1961).
3. Iulian Gavăt, Ştefan Airinei, Radu Botezatu, Mircea Socolescu, Scarlat Stoenescu, Ion Vencov, *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetometrice).* St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 7 (1963).

PROSPECTAREA MAGNETOMETRICĂ A SĂRURILOR DE NA, K ȘI MG ÎN SUBCARPAȚII MOLDOVEI ȘI MUNTENIEI (ROMÂNIA)[1]

DE

ȘTEFAN AIRINEI[2] și MARIUS VISARION[3]

Autorii prezintă mai multe cupluri caracteristice de anomalii locale magnetice și gravimetrice din Subcarpații Moldovei și Munteniei, cauzate de masive de sare în exploatare, explorare sau presupuse geologic din manifestări saline de suprafață. Toate cuplurile de anomalii locale sînt de minim și corespund genetic la aceleași surse perturbante, ca efecte provenite din contraste de masă și de magnetizare între masivele de sare și depozitele sedimentare în care se găsesc. Intensitatea anomaliilor magnetice este cuprinsă între −10 și −40 γ. Gradul de suprapunere al anomaliilor magnetice cu cele gravimetrice reiese din bogata ilustrație a lucrării.

Se discută competența magnetometriei în prospectarea sărurilor de Na, K și Mg în vederea conturării masivelor de sare cunoscute, descoperirii de masive de sare noi și contribuțiile ei în legătură cu prezența maselor de sare diapiră din „cutele diapire" — care în Subcarpați sînt în bună parte petrolifere — pe care le pot furniza hărțile magnetice, alături de hărțile gravimetrice, la precizarea structurilor cercetate.

INTRODUCERE

Lucrarea prezintă și discută competența magnetometriei în prospectarea sărurilor de Na, K și Mg din Subcarpații României. De fapt, pe teritoriul României, magnetometria — cu excepția primelor experimentări de la Florești (Prahova) [31] și de la Ocnele Mari-Ocnița [1] — nu a fost solicitată, singură, în prospecțiunea pentru sare.

---

[1] Lucrarea se prezintă la Congresul al VII-lea al Asociației carpato-balcanică, Sofia 1965.

[2] Institutul geologic al Comitetului Geologic.

[3] Întreprinderea „Prospecțiuni" a Comitetului Geologic.

ST. CERC. GEOL. – GEOFIZ. – GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 1, p. 141–165, BUCUREȘTI, 1965

Exemplele alese, cele mai caracteristice, provin dintr-un număr mare de anomalii magnetice locale, cartate în Subcarpaţii Moldovei şi Munteniei în perioada 1952—1963 (fig. 1), şi aparţin unor lucrări de prospectare geofizică complexă, gravimetrică-magnetometrică, întreprinse în mod expres cînd pentru sare [9], [1] ,[30], [36], [38], cînd pentru hidrocarburi

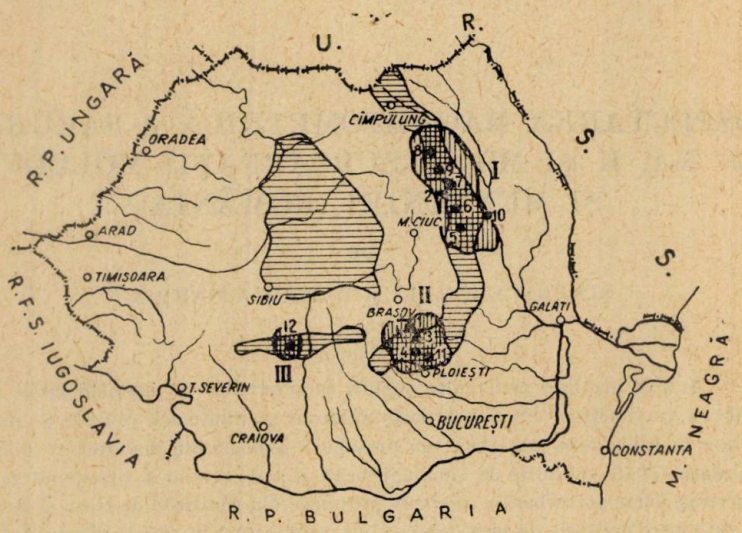


Fig. 1. — Schiţa ariilor cu zăcămintele de sare şi manifestaţiile saline din România (după I. P. Voiteşti) [29], cu ariile prospectate gravimetric-magnetometric pentru hidrocarburi şi sare (I—III) şi cuplurile de anomalii magnetice-gravimetrice în ordinea prezentării lor (*1—12*).

[4], [5]. Pentru controlul cauză-efect (masă perturbantă — anomalie geofizică), această situaţie, concretizată în rezultate conjugate, permite să se redea pentru fiecare caz în parte corespondentul lor gravimetric tot sub forma anomaliei locale. Anomaliile magnetice şi gravimetrice prezentate au caracter de minimum, ceea ce arată că aceste cupluri sînt cauzate, în fiecare caz, de aceleaşi surse perturbante, adică sînt legate genetic direct.

În România, prospecţiunea gravimetrică a înregistrat succese mari la conturarea limitelor masivelor de sare parţial cunoscute, la descoperirea de masive noi în vecinătatea acelora cunoscute şi la punerea în evidenţă de masive necunoscute în regiuni în care lipseau indicaţii geologice de suprafaţă în legătură cu prezenţa lor [3]. În condiţiile actuale, magnetometria nu poate asigura integral, în aceste trei direcţii, singură, încrederea deplină în prospectarea cu succes a sării. Folosirea ei însă ca metodă conjugată gravimetriei s-a dovedit a fi de mare utilitate atît prin informaţiile complementare necesare controlului anomaliilor gravimetrice, cît şi prin informaţiile suplimentare în legătură cu structura şi conţinutul petrografic al substratului prospectat.

Este de notat că prezența și poziția tectonică a sării, mai ales în „zona cutelor diapire", constituie una din condițiile favorabile pentru acumularea petrolului și gazelor [23], [15], [16]. Se înțelege că o prospectare complexă gravimetrică-magnetometrică în astfel de regiuni, chiar dacă au drept obiectiv principal definirea masivelor de sare, poate să ofere informații deosebit de utile la descifrarea structurilor potențiale acumulărilor industriale de hidrocarburi. Pentru acest motiv, materialul prezentat este ordonat în cadrul zonelor și subzonelor petrolifere din domeniul Subcarpaților Moldovei și Munteniei.

Succesul — în măsura în care magnetometria l-a înregistrat în România la prospectarea sării, în particular, sau la prospectarea formațiilor sedimentare, în general [4] — se datorează metodicii de lucru pe teren privind atît acuratețea datelor de observații, cît și dispozitivul de puncte de măsurare adoptat.

ANOMALII MAGNETICE PRODUSE DE MASIVE DE SARE

I. ZONA FLIȘULUI CARPAȚILOR ORIENTALI

1. **Subzona cretacică.** a) *Moldova.* Pînă în prezent, în subzona cretacică din Moldova nu s-au pus în evidență cupluri de anomalii locale magnetice și gravimetrice datorită sării.

b) *Muntenia.* Cuplul anomal Bertea aparține unui sector anomal unitar (minimul gravimetric asociat spre sud unui cordon de gradient puternic), cartat în partea externă a flișului cretacic între văile Prahovei și Teleajen-Drajna, care trece gradat, de la vest spre est, de pe formații cretacice pe „zona de solzi" și apoi pe depozitele miocene ale sinclinalului de Slănic. Sectorul anomal a fost interpretat și parțial verificat prin foraje, ca efect cumulat al unei flexuri a formațiilor cretacice, cu flancul de sud căzut pe verticală și cu flancul de nord revărsat spre sud, prinzînd dedesubt depozite paleogene și eventual miocene, dispuse structural discordant față de direcția tectonică de ansamblu a sedimentarului acoperitor [2].

Cuplul Bertea este ilustrat în figurile 2 și 3. Forma anomaliilor, dimensiunile lor, dispoziția geografică-geologică, ordinul de mărime al intensităților măsurate — cu tot decalajul relativ mic, spre est și spre sud, al anomaliei magnetice față de anomalia Bouguer — sugerează prezența unei surse perturbante comune. Existența unui masiv de sare în regiune este indicată de izvoare sărate și eflorescențe saline în paralel cu manifestații asemănătoare de petrol. Aceste manifestații fac parte, după unii autori [29], din primul facies salin din regiunile carpatice în cretacicul inferior; dar, ținînd seama de situația tectonică relevată geofizic [2], ele ar putea aparține de faciesuri mai recente, de exemplu de faciesul acvitanian sau de faciesul helvețian.

---

[4] Șt. Airinei, *Aplicarea magnetometriei la prospectarea hidrocarburilor în Subcarpații Munteniei orientale* (manuscris).

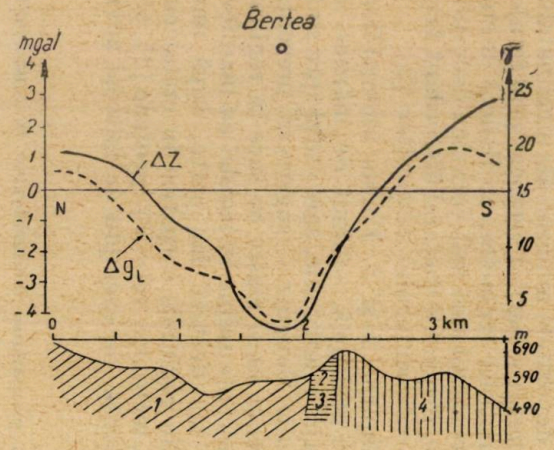


Fig. 3. — Profile conjugate ΔZ şi Δg, traversînd de la SE spre NV cuplul anomal Bertea : *1* — albian + apţian ; *2* — senonian ; *3* — acvitanian ; *4* — miocen.

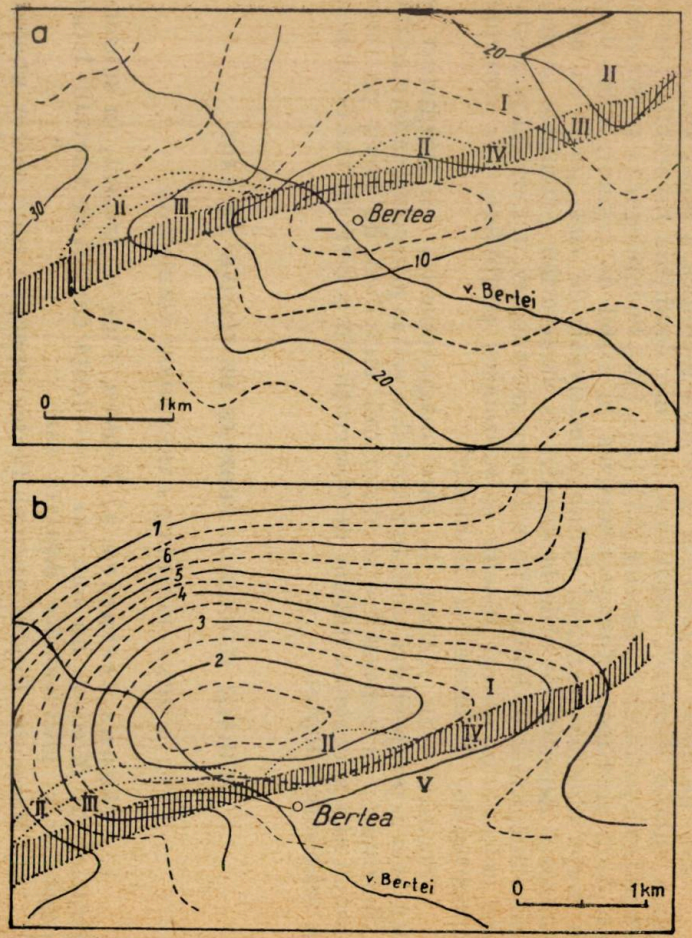


Fig. 2. — Cuplul anomal Bertea : componenta magnetică verticală (*a*) şi anomalia Bouguer (*b*) : I — albian + apţian ; II — senonian ; III — eocen ; IV — acvitanian ; V — miocen.

2. **Subzona paleogenă.** a) *Moldova.* Prospecțiunea gravimetrică-magnetometrică din Subcarpații Moldovei din anii 1951—1954 [9] și 1959—1963 [5], pentru săruri de Na, K și Mg, a delimitat trei zone distincte din punctul de vedere al condițiilor geologice favorabile perspectivelor de existență a zăcămintelor de săruri de sodiu și de potasiu [36]. Zona I, acoperită de pînzele flișului paleogen și cretacic, se dezvoltă între Tg.-Neamț și Valea Buzăului. Zona II, cu lățimi între 1 și 5 km, se plasează la limita de suprafață a flișului paleogen cu unitatea pericarpatică. Ea a fost urmărită din Valea Ozanii pînă în Valea Trotușului (Tg.-Neamț — Tazlăul Mare — Gălean). Zona III este prezentă la est de zonele precedente. Limita ei estică nu se poate trasa cu precizie, din cauza îngroșării depozitelor mai tinere fără sare, dar probabil că ea se situează în vecinătatea liniei pericarpatice.

Pe aria cu depozite de fliș la suprafață (Zona I), prezența sării a fost semnalată într-o serie de foraje care aveau drept scop interceptarea formațiilor oligocene în facies bituminos (Moinești, Tazlăul Sărat, Chilii etc). Forajele din această regiune pătrund într-o succesiune de roci care se învechesc, apoi într-o succesiune cu roci mai tinere, de aceeași vîrstă sau mai noi ca cele de la suprafață, ceea ce demonstrează prezența unei încălecări și realizarea unei structuri în pînză de șariaj [12]. În sectoarele unde pînza nu este prea groasă, acumulările de săruri de Na, K, Mg pot fi puse în evidență geofizic și pot deveni interesante explorării și exploatării. O asemenea situație se află pe Valea Cracăului, unde au fost cartate cupluri de anomalii de minimum, aflate mai ales într-o serie de ferestre tectonice de miocen autohton care apar de sub depozitele flișoide senonian-eocene [19].

În figura 4 se reproduce un profil de variație al unui cuplu anomal de minimum din Valea Cracăului [36] în corelație cu secțiunea geologică din regiune [19]. Se remarcă faptul că cuplul anomal reflectă structura miocenului autohton și sugerează ideea că solzul paleogen care aflorează spre sud în semifereastra Bistrița ar forma bolți care ar putea constitui capcane pentru eventuale zăcăminte de hidrocarburi. Mai multe foraje din regiune au confirmat existența depozitelor halogene pe o grosime de circa 300 m.

Semnificația acestui rezultat — asigurat într-o serie de cazuri de prezența formației cu sare, care creează raporturi fizice contrastante — conține posibilitatea obținerii unor informații cu privire la structura depozitelor geologice mascate de pînza marginală în zone în care eficiența altor metode geofizice este foarte redusă.

---

[5] M. Visarion, *Prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice pentru săruri de Na, și K în regiunea Tazlăul Mare*, Raport, 1959, Arh. Com. Geol., București.

M. Visarion, *Prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice pentru sare și săruri de potasiu în* reg. Piatra-Neamț — Bălțătești. Raport, 1960, Arh. Com. Geol., București.

M. Visarion și R. Ștefănescu, *Prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice pentru sare, săruri de K și Mg și hidrocarburi în reg. Bacău-Moinești-Buhuși.* Raport, 1961, Arh. Com. Geol., București.

M. Visarion și I. Plăvan, *Prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice pentru sare, săruri de K și Mg în reg. Bacău (Sectoarele Bacău-Adjud, Moinești-Dofteana și Tg.-Neamț).* Raport, 1962, Arh. Com. Geol., București.

b) *Muntenia.* Structura geologică a regiunii este alcătuită din anticlinoriile de paleogen (pintenii de Homorîciu şi de Văleni), din sinclinalele miocenului transgresiv (de Slănic şi de Drajna) şi din cuvetele mio-pliocene Meliceşti, Trestioara, Gura Vitioarei, Şoimari-Calvini. După imaginea anomaliei gravităţii, complexul acestor depozite se află situat

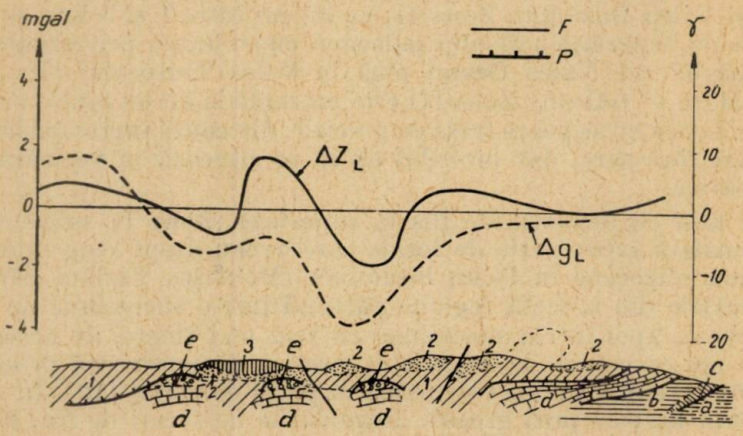


Fig. 4. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L, traversînd un cuplu de minimum local din Valea Cracăului, în corelaţie cu secţiunea geologică (după T. Joja). Pînza medio-marginală ; *1* — senonian inferior ; *2* — senonian superior ; *3* — eocen neorizontat. Autohton : *a* — eocen superior ; *b* — oligocen inferior ; *c* — oligocen mediu ; *d* — oligocen superior ; *e* — miocen cu sare. *F* — falie ; *P* — planul de şariaj al pînzei medio-marginale.

pe flancul de nord şi pe treapta de maximă scufundare a avanfosei carpatice. Flancul carpatic al avanfosei se scufundă în mai multe trepte de la NV spre SE. Termenii anomaliei locale sînt dispuşi în benzi succesive de maximum şi de minimum, cîte o pereche pe fiecare treaptă : banda de maximum spre exterior, către axa avanfosei, banda de minimum spre treapta mai ridicată din spate. Benzile de maximum şi de minimum reflectă structuri geologice complexe, constituite succesiv din depozite dense şi uşoare [10]. Aproape toţi termenii anomaliei gravimetrice locale sînt corelabili cu termenii anomaliei magnetice locale [8]. Intensitatea termenilor anomaliei magnetice locale este cuprinsă între + 20 şi — 20 γ, iar valoarea medie a intensităţii lor, calculată pentru patru profile caracteristice, constituie un procent de 3,5% din valoarea medie a anomaliei magnetice totale, sau 0,2% din valoarea măsurată ΔZ [7].

Stratigrafic, sarea este situată, după diverşii cercetători, între cretacicul superior-acvitanian [29] şi tortonianul superior [17], [25], [27]. În prima situaţie, sarea ar juca un rol activ în structura geologică ; în a doua, mişcările ei, mai recente, interesează numai depozitele mai noi decît tortonianul inferior.

Prezentăm două cupluri de anomalii locale : cuplul Slănic-Prahova şi cuplul Poiana Vărbilău-Coţofăneşti.

Cuplul Slănic-Prahova. Cuplul de anomalii de minimum Slănic-Prahova este efectul masivului de sare în exploatare. Imaginile geofizice din regiunea acestui zăcămînt [35], [4], [34] au conturat masivul de sare aflat în exploatare şi au pus în evidenţă în vecinătatea lui alte două masive necunoscute. În figura 5 se reproduce cuplul de anomalii locale

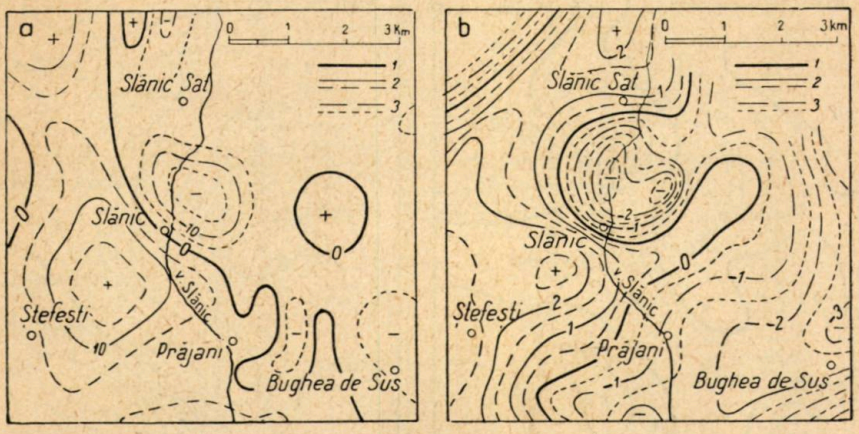


Fig. 5. — Cuplul anomal Slănic-Prahova : anomalia magnetică locală (*a*) şi anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maximum ; *3* — izolinii de minimum.

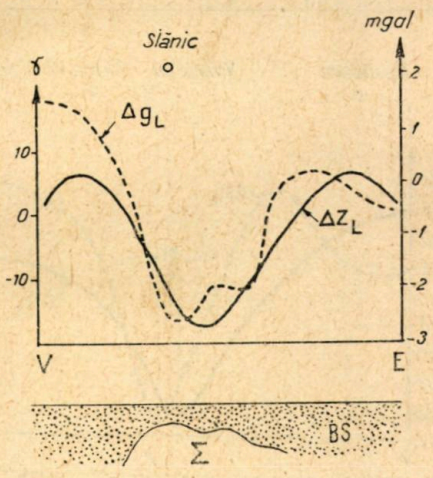


Fig. 6. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L pe direcţie transversală V — E peste cuplul anomal de minimum Slănic-Prahova ; Σ — masivul de sare în exploatare ; *BS* — „brecia sării".

pentru masivul în exploatare [10], [11], iar în figura 6 variaţia valorilor ΔZ_L şi Δg_L de-a lungul unui profil transversal cuplului pe direcţia V—E. Centrul apical al anomaliei magnetice se suprapune peste acela al anomaliei gravimetrice. Axele de simetrie ale anomaliilor locale sînt uşor divergente. Contrastele de masă şi de intensitate de magnetizare sînt stabilite între volumul de sare şi „brecia sării" [34].

Sarea şi „brecia sării", situate stratigrafic în baza tortonianului superior ([27], [17]), sînt plasate pe flancul de sud al sinclinalului de

Slănic, a cărui axă structurală coincide în acest sector cu axa anticlinoriului de paleogen al pintenului de Homorîciu [2]. Ridicarea flancului de sud al sinclinalului a impus sării o mișcare diapiră care a antrenat depozitele tortoniene, dispunîndu-le într-o boltire anticlinală [27].

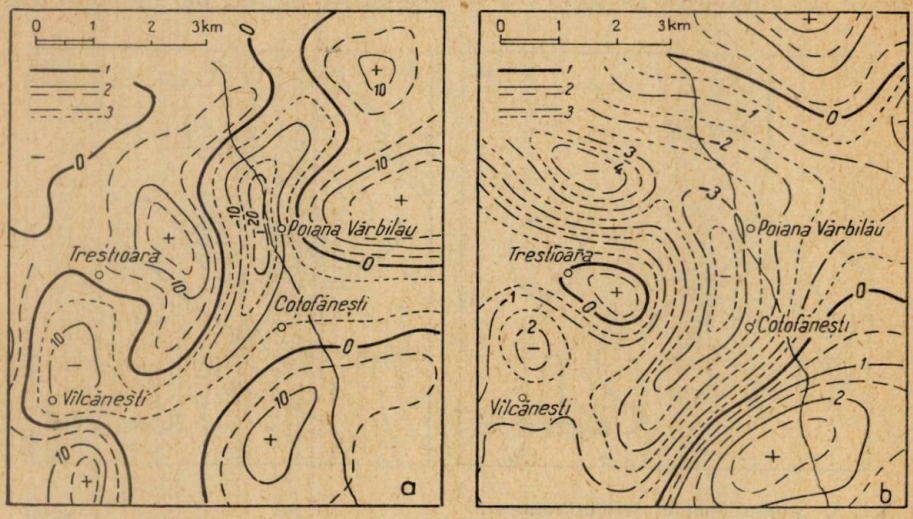


Fig. 7. — Cuplul anomal Poiana Vărbilău-Coțofănești : anomalia magnetică locală (*a*) și anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maxim ; *3* — izolinii de minim.

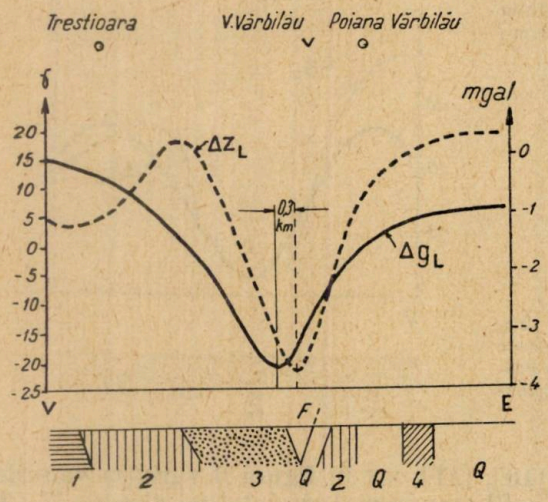


Fig. 8. — Profile conjugate ΔZ_L și Δg_L pe direcție transversală V — E peste cuplul anomal de minim de la Poiana Vărbilău - Coțofănești : *1* — tortonian ; *2* — sarmațian ; *3* — meoțian ; *4* — ponțian ; *Q* — cuaternar.

Cuplul Poiana Vărbilău-Coțofănești. Acest cuplu corespunde unei mase de sare situate în partea de est a Cuvetei de Trestioara. Masa de sare are o orientare N—S și este transversală formațiunilor geologice de la suprafață cu orientări V—E [6]. În figura 7 și 8 se ilustrează cuplul de anomalii locale [10], [11], [7]. Prezența sării este cunoscută din lucrările

de fundație pentru podul peste Valea Vărbilăului, la Coțofănești. Fundamentul, constituit din depozite paleogene (Pintenul de Văleni), prezintă un relief puternic, pe care îl reflectă cuplul de maximum de la Trestioara, ca efect al prelungirii de la VNV spre ESE a structurii Cozminele. Orientarea masivului de sare, fiind independentă de structura depozitelor de la suprafață, sugerează ideea poziției sale tectonice, respectiv prezența unei superpoziții de structuri etajate [6].

II. ZONA NEOGENĂ PRECARPATICĂ

Problemele stratigrafice, problemele structurale și problemele sării ridicate de geologia zonei precarpatice sînt discutate la nivelul ultimelor rezultate în numeroase publicații [12], [13], [17], [18], [19], [20], [21], [22], [23], [24], [25], [26], [27], [28], [29], [32], [33] [6]. O bună parte dintre aceste rezultate sînt legate de contribuțiile prospecțiunilor geofizice. Aici nu vom insista asupra acestor probleme, pe care în cele ce urmează le vom considera cunoscute. Cu exemplele care urmează vor fi prezentate unele vederi noi relative la geologia structurală din unele sectoare ale Subcarpaților Moldovei și Munteniei, formulate în rezultatele prospecțiunii complexe gravimetrice-magnetometrice din aceste regiuni.

1. **Subzona miocenă din Moldova.** Subzona miocenă din Moldova, considerată la nord de Valea Trotușului, are caracteristic poziția stratigrafică a sării. Studii geologice recente [20], [21], [22] au arătat că zăcămintele de sare și săruri de K și Mg sînt cantonate în formația saliferă inferioară, atribuită convențional miocenului inferior. Formația saliferă de la Cacica, respectiv masivul de sare de la Cacica, ar constitui, eventual, o excepție, care, după datele micropaleontologice, se situează între helvețianul superior și tortonianul superior [17].

a) *Zona II* [36]. Această zonă este localizată în vecinătatea limitei de suprafață a flișului cu cea miocenă și cuprinde o succesiune de acumulări de sare și săruri de K și Mg de interes economic, dintre care menționăm, în ordinea descoperirii lor, următoarele sectoare: Gălean, Tazlăul Mare, Cut-Săvinești, Cucuieți-Mihoc și Bălțătești-Crăcăoani.

Relațiile dintre depozitele flișului pînzei marginale și depozitele zonei neogene sînt complicate. Fie că aceste raporturi se rezolvă de-a lungul unei linii cu caracter de falie [13], fie printr-o suprapunere succesivă de la interior spre exterior de cute mai mult sau mai puțin culcate [20], [21], se poate trasa un aliniament mediu de-a lungul căruia depozitele paleogene vin în contact de front cu depozitele miocene cu sare. Acest aliniament se reflectă printr-o înșiruire dublă de anomalii locale Δg și ΔZ, de maximum spre vest și de minimum spre est.

---

[6] Lucrările geologice citate la care se fac referiri în text nu epuizează lista tuturor cercetărilor care au contribuit ,în ultimele decenii, la o mai bună cunoaștere a depozitelor miocene, a structurii lor și a raporturilor pe care le au cu formațiunile mai vechi sau mai noi din geosinclinalul carpatic.

Contrastul de densitate, respectiv de intensitate de magnetizare dintre depozitele paleogene şi depozitele miocene este variabil. Variaţiile acestor două categorii de contraste pot fi date fie de schimbarea naturii petrografice a depozitelor paleogene, fie de acumulările de sare din depozitele miocene, justificînd astfel amplitudinea variabilă a cuplurilor de anomalii locale gravimetrice şi magnetice cartate.

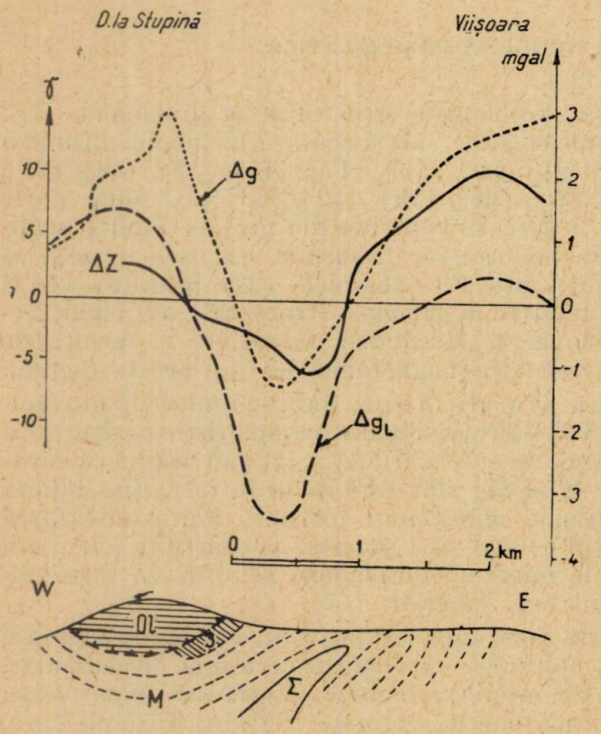


Fig. 9. — Profile conjugate ΔZ, Δg, Δg_L pe direcţie transversală V — E peste cuplul anomal de la Gălean (Tg.-Ocna) : *Ol* — oligocen ; *M* — miocen ; *3* — orizont miocen cu gipsuri ; Σ — sare şi săruri de K şi Mg.

Sectorul Gălean. Masivul de sare şi săruri de K şi Mg de la Gălean constituie sîmburele unui anticlinal de miocen, orientat N—S, asimetric şi culcat spre est. Forajele au arătat că sarea, datorită plasticităţii ei, s-a cutat intens şi a avansat pe planul de dislocare al cutei, prinzînd dedesubt o bună parte din acoperişul său. Zăcămîntul are forma unei lentile alungite de aproximativ 1 300 × 350 m, înclinată cu 60°—75° spre vest. Partea superioară a lentilei se află la adîncimi cuprinse între 24 şi 126 m, iar grosimea ei variază între 6 şi 80 m.

Figura 9 conţine un profil al variaţiilor cuplului ΔZ şi Δg_L, corelat cu o secţiune geologică întocmită mai ales pe baza datelor din foraje [9].

Este de remarcat, pe de o parte, paralelismul dintre anomaliile locale magnetice și gravimetrice de minim și de maxim, iar pe de altă parte gradul de corelare a cuplului de minim cu partea apicală a anticlinalului Gălean, care are în miezul său sîmburele de sare, și gradul de corelare ale cuplurilor de maximum cu structurile sinclinale adiacente. Anticlinalul Gălean face parte din sistemul complex de cute neogene dintre Valea

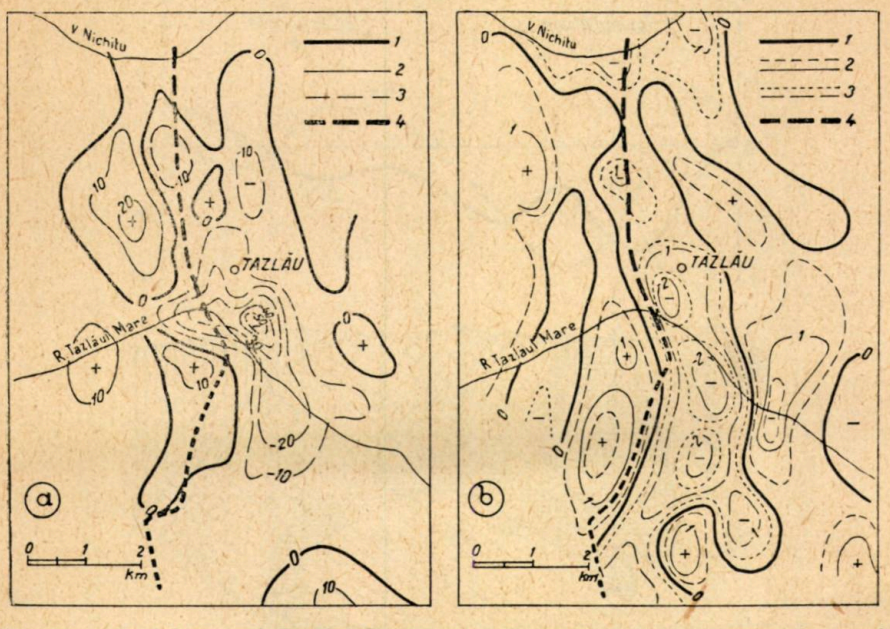


Fig. 10. — Cuplul anomal Tazlăul Mare : anomalia magnetică (*a*) și anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maximum ; *3* — izolinii de minimum ; *4* — limita geologică dintre flișul paleogen (din vest) și depozitele neogene (din est).

Tazlăului și flișul paleogen. Aceste cute sînt strînse unele lîngă altele și se găsesc culcate de la vest spre est. Ele apar dispuse în trepte cu sens de cădere de la est spre vest, pe un fundament, probabil paleogen, care se ridică de la vest spre est [32].

Contrastele majore de intensitate și magnetizare și de densitate se stabilesc între depozitele terigene și masele de sare. În timp ce în cuprinsul depozitelor terigene mai are loc un contrast de densitate de circa 0,2—0,3 g/cm³ între grupa argile-marne și grupa conglomerate-brecii-disodile-menilite, variațiile intensității de magnetizare sînt foarte mici pentru ambele grupe de roci.

Sectorul Tazlăul Mare. Acest sector este situat într-o zonă de tectonizare intensă a rocilor miocene inferioare, sub presiunea încălecării flișului marginal peste subzona miocenă [21]. Cuplul anomal Tazlăul Mare (fig. 10) este cauzat de mase de sare cantonate în saliferul inferior, prins parțial sub depozite paleogene.

Anomalia ΔZ_L, cea mai intensă anomalie cauzată de sare şi cunoscută pînă în prezent pe teritoriul ţării noastre, este de circa —50 γ. Anomalia Δg_L — de circa — 2,5 mgal, formată din mai multe zone apicale, numai parţial verificate prin foraje, care corespund la acumulări industriale de săruri de Na, K şi Mg — este uşor decalată faţă de anomalia ΔZ_L.

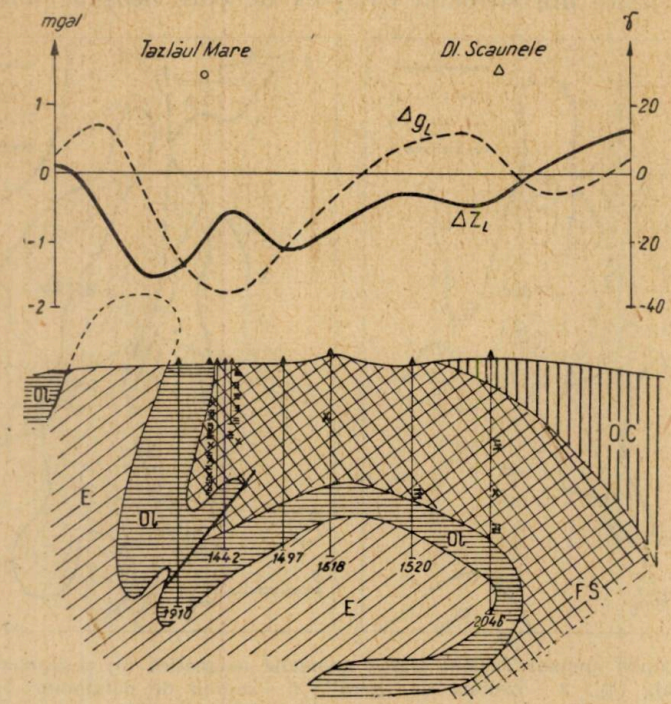


Fig. 11. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L, traversînd cuplul anomal Tazlăul Mare, în corelaţie cu secţiunea sa geologică (după O. şi E. Mirăuţă) : *E* — eocen ; *Ol* — oligocen ; *F.S.* — formaţiunea saliferă inferioară (miocen) ; *O.C.* — orizontul cenuşiu (miocen), ≡ — sare ; *x* — săruri de K şi Mg.

Contrastele majore de densitate şi de intensitate de magnetizare se stabilesc între depozitele terigene şi masele de sare. La aceasta se mai adaugă contraste de densitate şi de intensitate de magnetizare (în general foarte mici) între diferitele etaje geologice sau între volumele geologice cu litologie diferită. De exemplu, contrastele de masă negative între oligocen şi eocen, între oligocen şi formaţiunea saliferă inferioară, între orizontul cenuşiu şi orizontul roşu sau contrastul pozitiv între orizontul roşu şi formaţiunea saliferă inferioară etc.

În figura 11 se reproduce un profil conţinînd variaţiile cuplului ΔZ_L şi Δg_L din regiunea zăcămîntului de săruri de Na, K şi Mg de la Tazlăul Mare, corelat cu o secţiune geologică întocmită pe numeroase informaţii

din foraje [21]. Cuplul anomal este strîns legat de structura geologică : prezintă maxime în zonele de ridicare ale paleogenului şi minime în zonele de îngroşare ale formaţiunii salifere inferioare.

Lucrările de explorare din ultimii ani, dirijate pe baza lucrărilor de geofizică, au conturat zăcămîntul de la Tazlău. Lungimea sa este de circa

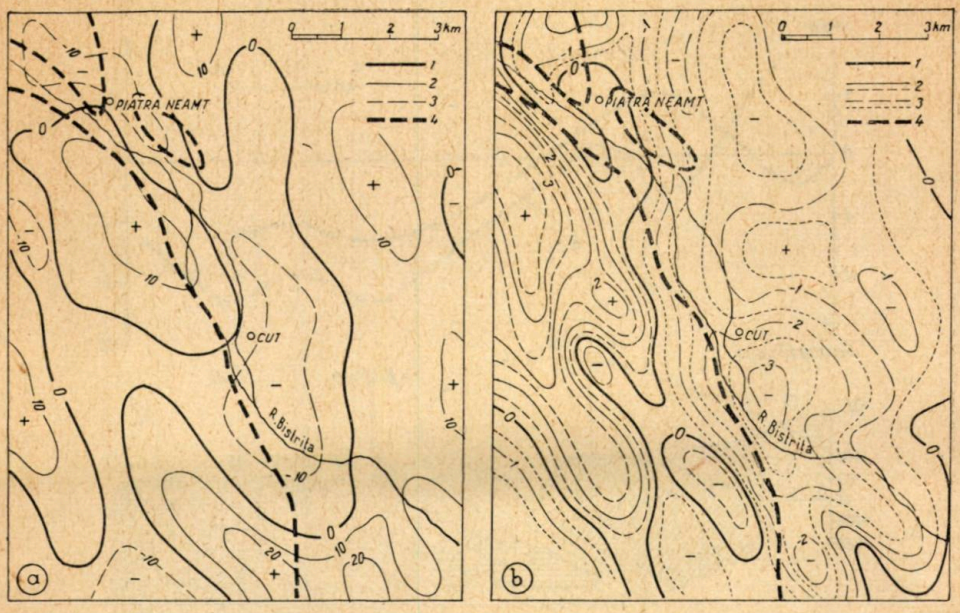


Fig. 12. — Cuplul anomal Cut-Săvineşti : anomalia magnetică locală (*a*) şi anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maximum ; *3* — izolinii de minimum ; *4* — limita geologică dintre flişul paleogen (din vest) şi depozitele neogene (din est).

3 km, lăţimea de 400—650 m, iar grosimea aparentă a mineralizaţiei este apreciată între cîţiva metri pînă la 400 m [33].

Sectorul Cut-Săvineşti. Cuplul anomal de minimum Cut-Săvineşti se află la circa 10 km sud de Piatra-Neamţ, în vecinătatea limitei de suprafaţă a flişului paleogen (fig. 12).

Dacă se ţine seama de aspectul strîns al anomaliilor locale care se înşiră de-a lungul axului de minimum care urmăreşte marginea flişului paleogen, rezultă că cuplul ΔZ_L şi Δg_L din sectorul Cut-Săvineşti, care are lăţimi cuprinse între 3 şi 4 km, reflectă efectul cumulat al unor elemente geologice nu prea adînci şi la distanţe mici între ele. Orizontul roşu, puternic dezvoltat în sud, se îngustează treptat spre nord, astfel că umplutura sinclinalului din vecinătatea flişului paleogen este constituită numai din depozite aparţinînd formaţiei salifere inferioare. Pe de altă parte, la est de Bistriţa — îmbrăcînd anticlinalul Calu-Iapa, recent descoperit prin foraje — formaţiunea saliferă inferioară se dezvoltă foarte mult, înglobînd importante acumulări de săruri de Na, K şi Mg.

Profilul din figura 13 redă variaţia cuplului anomal ΔZ_L şi Δg_L, corespunzător zonei apicale Cut. Se remarcă concordanţa dintre structura geologică de suprafaţă şi cuplul anomal local. Concordanţa este valabilă numai pentru zona în care a fost construit profilul, deoarece spre sud cuplul de maximum care separă cele două cupluri de minimum nu mai

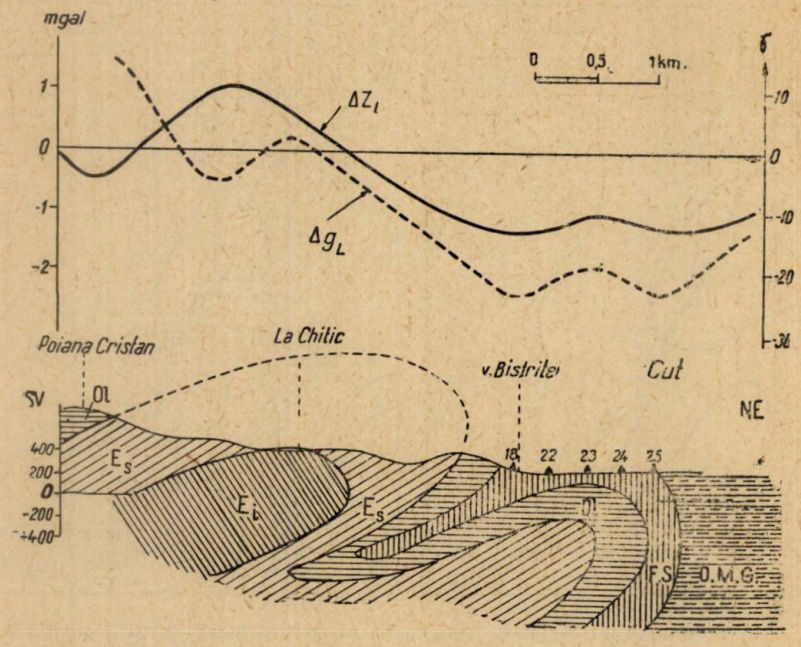


Fig. 13. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L, traversînd cuplul anomal Cut-Săvineşti, în corelaţie cu secţiunea sa geologică (după O. Mirăuţă): E_i — eocen inferior; E_s — eocen superior; *Ol* — oligocen; *F.S.* — formaţiunea saliferă inferioară (miocen); *O.M.G.* — orizontul marno-grezos (miocen).

este reliefat pe hărţile geofizice, ca urmare a cumulării compensatorii ale efectelor maselor geologice din subsolul imediat.

Sectorul Bălţăteşti-Crăcăoani. Molasa miocenă din regiunea Piatra-Neamţ-Bălţăteşti prezintă o tectonică complicată, fiind cutată împreună cu flişul unităţii marginale [22]. În acest sector a fost pus în evidenţă anticlinalul fals Almaşu [26], cu nucleul format din orizontul cenuşiu şi flancurile din miocenul inferior şi chiar oligocen. Datele cartării de suprafaţă, cu o serie de date furnizate de lucrările de explorare, demonstrează o încălecare de cîţiva kilometri a unităţii marginale peste miocenul subcarpatic [20].

În figura 14 se ilustrează cuplul anomal, magnetic şi gravimetric, din sectorul Bălţăteşti-Crăcăoani, cu intensităţi măsurate de circa —20γ şi —2,5 mgal. Ţinînd seama că formaţiunile geologice din sectoarele pre-

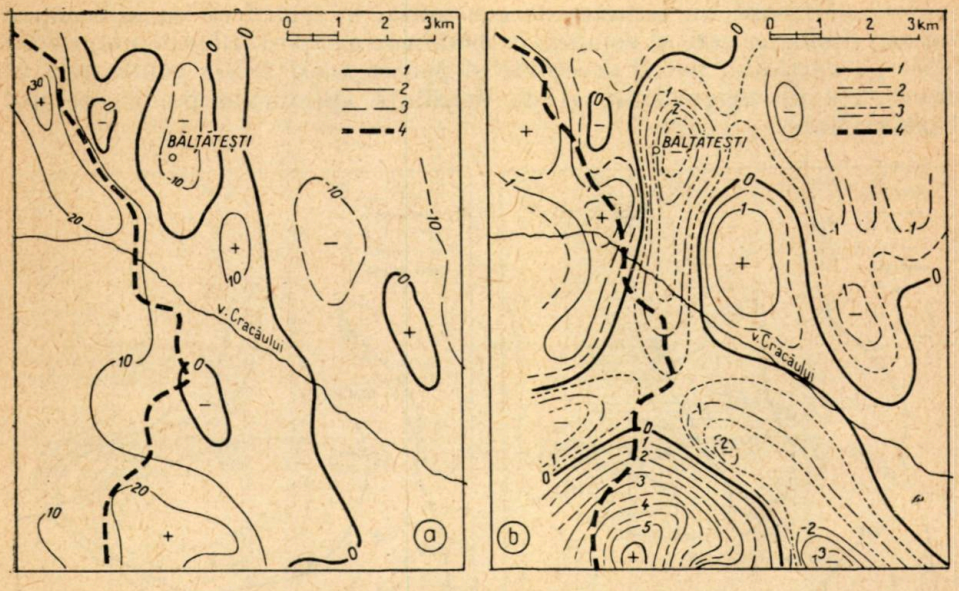


Fig. 14. — Cuplul anomal Bălțătești-Crăcăoani : anomalia magnetică locală (*a*) și anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maximum ; *3* — izolinii de minimum ; *4* — limita geologică dintre flișul paleogen (din vest) și depozitele neogene (din est).

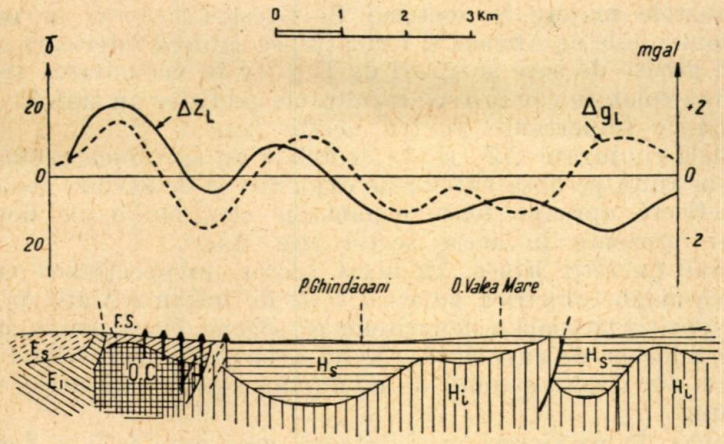


Fig. 15. — Profile conjugate ΔZ_L și Δg_L, traversînd cuplul anomal Bălțătești-Crăcăoani, în corelație cu secțiunea sa geologică (după P. Polonic și colaboratori) : E_i — eocen inferior ; E_s — eocen superior ; *F.S.* — formațiunea saliferă inferioară (miocen) ; *O.C.* — orizontul conglomeratic ; H_s — helvețian inferior ; H_s — helvețian superior.

zentate păstrează un caracter de constanţă, în sensul că nu se remarcă variaţii litologice care să conducă la modificarea raporturilor de proprietăţi fizice pe verticală, pot fi acceptate şi pentru acest sector contrastele de intensitate de magnetizare şi de densitate specificate pentru sectorul Tazlăul Mare.

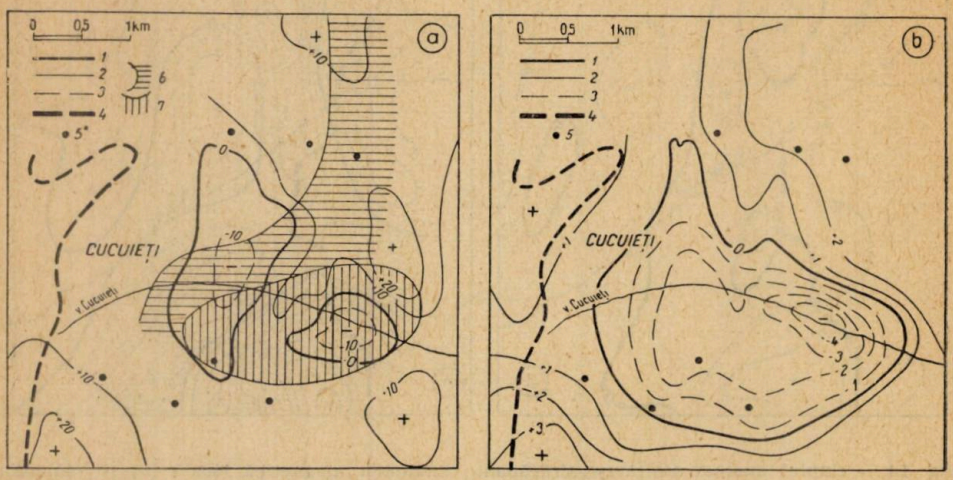


Fig. 16. — Cuplul anomal Cucuieţi-Mihoc : anomalia magnetică locală (*a*) şi anomalia gravimetrică locală (*b*) : *1* — izolinia de „zero" ; *2* — izolinii de maxim ; *3* — izolinii de minim ; *4* — limita geologică dintre flişul paleogen (din vest) şi depozitele neogene (din est) ; *5* — foraje ; *6* — sare la < 1 000 m (limite şi adîncimi de sare, după L. Atanasiu) ; *7* — sare la < 400 m.

Contrastele majore în sectorul Bălţăteşti-Crăcăoani se realizează între conglomeratele de Almaşu şi formaţiunea saliferă inferioară cu îngrămădiri mai groase de sare şi săruri de K şi Mg în vecinătatea suprafeţii. Lucrările de explorare conduse de rezultatele geofizice au stabilit perspective economice importante pentru aceste zone.

Profilele conjugate ΔZ_L şi Δg_L corelate cu secţiunea geologică din regiune, construită pe baza datelor de explorare şi de cartare geologică de detaliu [7], reflectă aproape toate elementele structurale ale depozitelor sedimentare prezente în acest sector (fig. 15).

Sectorul Cucuieţi-Mihoc. În acest sector, prospecţiunea complexă gravimetrică-magnetometrică aduce o serie de informaţii atît în ceea ce priveşte dispoziţia spaţială a depozitelor paleogene, cît şi asupra structurii depozitelor miocene de cuvertură. Cuplul anomal Cucuieţi-Mihoc (fig. 16) este alcătuit din două anomalii de minimum, separate printr-o tendinţă de maximum.

Tendinţa de maximum se datorează unei cute falii a depozitelor paleogene mai dense, care constituie substratul formaţiunilor miocene de

[7] P. Polonic, G. Polonic, D. Jipa, N. Mihăilescu, N. Panin, El. Mihăilescu, *Prospecţiune geologică pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu între V. Neamţului şi V. Bistriţei (Bălţăteşti-Gîrcina)*, Arh. Com. Geol., Bucureşti, 1963.

la suprafață. Deși forajele au arătat că depozitele paleogene se ridică mult spre suprafață, limita dintre miocen și oligocen situîndu-se la circa 1 100 —1 200 m, totuși efectul de maximum nu se conturează clar în hărțile geofizice, această situație provenind din aceea că depozitele formațiunii salifere inferioare, mai puțin dense, înconjură strîns structura Mihoc.

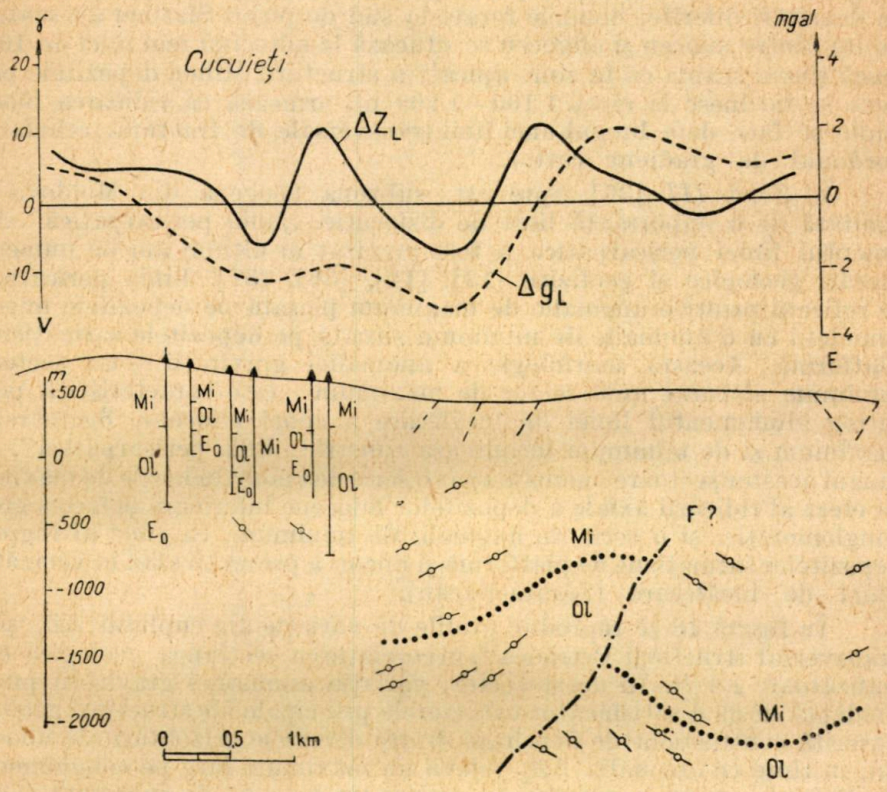


Fig. 17. — Profile conjugate ΔZ_L și Δg_L, traversînd cuplul anomal Cucuieți-Mihoc, în corelație cu o secțiune seismică, paralele cu pîrîul Cucuieți (secțiunea seismică după V. Cucu și V. Chișcan).

Formațiunea saliferă inferioară, și în special sarea, prinsă în structura geologică a regiunii, intervine cu o pondere importantă în producerea anomaliilor locale de minimum. Anomaliile de minimum se plasează în majoritatea cazurilor pe orizontul roșu al miocenului, iar morfologia și amplitudinea lor trădează prezența sării la adîncimi diferite, relativ apropiate de suprafață. În figura 16 a sînt trasate diferențiat limitele zonelor unde a fost întîlnită sarea prin foraje pînă la 400 m adîncime, respectiv pînă la 1 000 m adîncime (după L. Atanasiu). Din indicațiile sondelor săpate în

regiune s-a apreciat că ariile anomaliilor de minimum sînt zone de perspectivă pentru săruri de K şi Mg [8].

În figura 17 se ilustrează profilele conjugate ΔZ_L şi Δg_L, în corelaţie cu o secţiune seismică de-a lungul unei direcţii paralele cu pîrîul Cucuieţi [9].

Spre sud, pe harta anomaliei Δg_L se remarcă un puternic cordon de gradient, care sugerează prezenţa în contact de front a două blocuri cu densităţi diferite. Sondele forate la sud de pîrîul Slatinei au arătat că limita dintre miocen şi oligocen se situează la adîncimi mai mici de 100 m. Dacă ţinem seama că în zona apicală a structurii Mihoc depozitele paleogene se întîlnesc la circa 1 100—1 200 m, urmează că ridicarea blocului sudic se face de-a lungul unei linii transversale de fractură, reliefată de cordonul de gradient cartat.

b) *Zona III* [36]. Spre est, subzona neogenă din Moldova este limitată de o importantă linie de dislocaţie, „linia pericarpatică". Aliniamentul liniei pericarpatice a fost precizat în ultimii ani de numeroase lucrări geologice şi geofizice [13], [14], [36], [37]. Linia pericarpatică se reflectă printr-o anomalie de maximum plasată pe depozitele miocene, jumelată cu o anomalie de minimum situată pe depozitele sarmaţiene de platformă. Această morfologie a anomaliei gravităţii — un sector de minimum alăturat unui sector de maximum — este caracteristică pentru întreg aliniamentul liniei de încălecare a zonei miocene. Sectoarele de maximum şi de minimum încadrează simetric „linia pericarpatică". De-a lungul acestor sectoare anomale apar o serie de anomalii locale de maximum, ca efect al ridicării axiale a depozitelor miocene inferioare în facies grezos-conglomeratic, şi o serie de anomalii de minimum, ca efect al îngroşării depozitelor sarmaţiene de platformă şi uneori a prezenţii sării în vecinătatea liniei de încălecare (Sărata-Bacău).

În figura 18 se reproduc profile de variaţie ale cuplului ΔZ_L şi Δg_L transversal structurii Petricica[10], în corelaţie cu secţiunea geologică corespunzătoare lor [11]. În acest sector, variaţia anomaliei gravităţii pune în evidenţă în mod satisfăcător caracterele principale ale structurii geologice, datorită contrastelor de densitate dintre diversele orizonturi ale miocenului, în timp ce anomalia ΔZ_L relevă un maximum larg pe conglomeratele de Petricica şi un minimum de acelaşi tip în zona de îngroşare a depozitelor miocene superioare. În vecinătatea liniei pericarpatice se individualizează un cuplu de minimum, care reflectă efectul cumulat dat de Depresiunea Periferică şi prezenţei în adîncime a formaţiunii salifere.

Menţionăm că la diverse paralele, în funcţie de condiţii geologice locale, anomalia ΔZ_L apare sub morfologii diferite. Astfel, prezenţa tufu-

---

[8] M. Visarion, R. Ştefănescu, *Prospecţiuni gravimetrice şi magnetometrice pentru sare, săruri de K, Mg şi hidrocarburi în regiunea Bacău-Moineşti-Buhuşi*. Raport, 1961, Arh. Com. Geol., Bucureşti.

[9] V. Cucu, V. Chişcan, M. Chişcan, *Raport final asupra prospecţiunii seismice din zona Mihoc-Chilii-Solonţ*. Arh. M.I.P.Ch, 1960, Bucureşti.

[10] M. Visarion şi I. Plăvan, *op. cit.*

[11] L. Atanasiu, I. Dimitriu, I. Huică, M. Săndulescu, *Raport geologic asupra regiunii Cleja-Valea Mare-Luizi-Călugăra*. Arh. Com. Geol., 1958.

rilor andezitice din depozitele meoţiene puternic magnetizate, situate în vecinătatea liniei pericarpatice, cauzează anomalii ΔZ_L de sute de gamma.

2. **Subzona cutelor diapire.** Subzona cutelor diapire mio-pliocene din Muntenia centrală este situată, după harta anomaliei gravităţii [10], [39] pe flancul de sud, platformic, a avanfosei carpatice. Asemănător

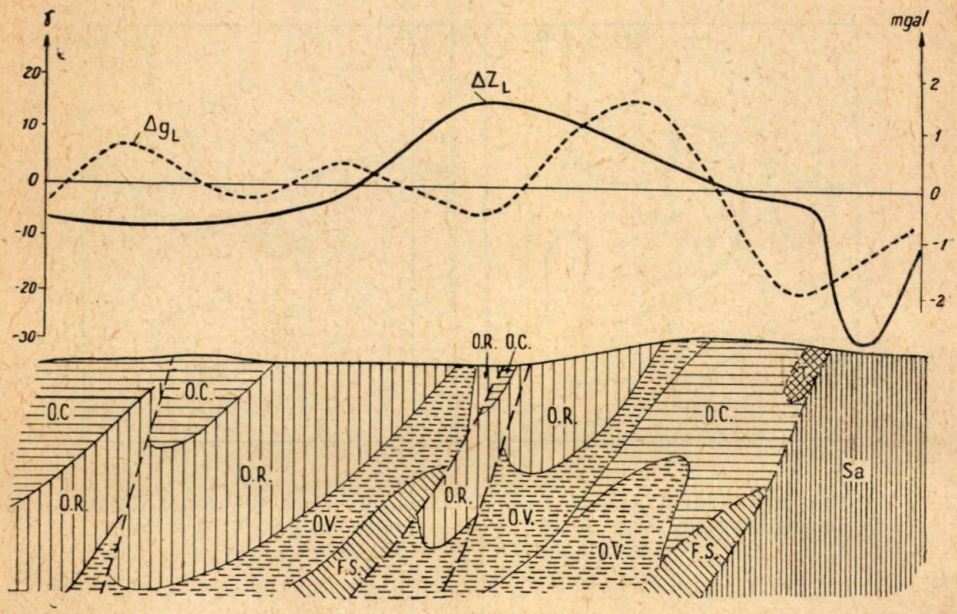


Fig. 18. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L, transversale cuplului anomal a Culmii Petricica, în corelaţie cu secţiunea sa geologică (după L. Atanasiu şi colaboratori). Miocen : *F.S.* — formaţiunea sării inferioară ; *O.V.* — orizontul verde ; *O.R.* — orizontul roşu ; *O.C.* — orizontul cenuşiu ; *T* — tortonian ; Sa — sarmaţian.

flancului de nord al avanfosei, carpatic, flancul de sud, platformic, se scufundă progresiv în trepte, de la SE spre NV. Scufundarea flancului platformic este complicată de prezenţa unor ridicări transversale majore ale Platformei Moezice. Aceste ridicări majore au o tendinţă convergentă de la sud spre nord [10].

Subzona cutelor diapire are o structură specială, determinată de existenţa sării. Sarea, sub formă de masive, străpunge cuvertura pliocenă şi formează anticlinale diapire, interesante din punctul de vedere al acumulărilor industriale de hidrocarburi [23]. Cutele diapire sînt dispuse de-a lungul a patru aliniamente, diferenţiate după gradul de străpungere al sării şi al eroziunii [15], [16]. Aliniamentele se succed din vecinătatea axei avanfosei spre marginea platformei. Şi în această situaţie termenii anomaliei gravimetrice locale sînt grupaţi în benzi alternante de maximum şi de minimum, cîte o pereche pe fiecare treaptă, cu conture apicale din ce în ce mai rare de la banda interioară la banda exterioară,

dar cu acelaşi mod de aranjare, banda de maximum spre axa avanfosei, banda de minimum spre treapta mai ridicată din spate [10].

Cuplul de anomalii Păcureţi, pe care îl prezentăm ca exemplu pentru această subzonă neogenă, se află pe aliniamentul cel mai intern al cutelor diapire, „zona cutelor revărsate", caracterizat prin structuri în culise, cute-

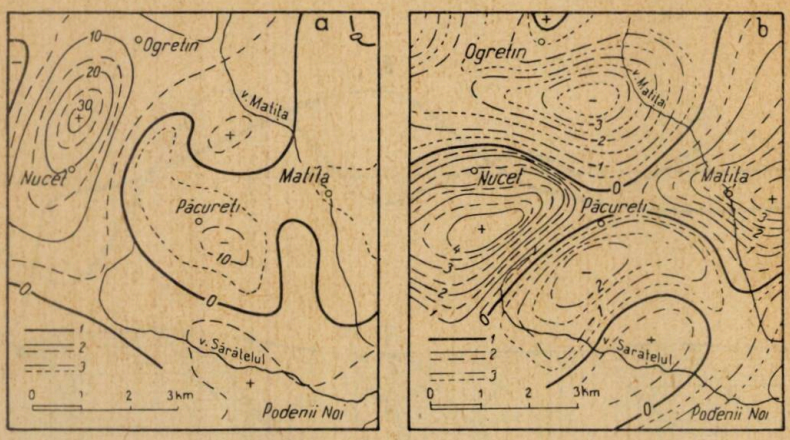


Fig. 19. — Cuplul anomal Păcureţi: anomalia magnetică locală (*a*) şi anomalia gravimetrică locală (*b*): *1* — izolinia de „zero"; 2 — izolinii de maxim; *3* — izolinii de minim.

falii, în care adesea sîmburele de sare este desrădăcinat şi revărsat spre sud. Cuta productivă de la Păcureţi este constituită din depozite pliocene: petrolul este acumulat în bolta meoţianului, iar gazele în partea nisipoasă a ponţianului, într-un compartiment închis tectonic şi delimitat prin falii. Zdrobirea cutei pliocene se datorează răsturnării peste ea a cutei mio-pliocene Mălăieşti-Cornetul Cuib din nord.

Cuplul de minimum, situat la sud de localitatea Păcureţi (fig. 19), este parţial efectul masivului de sare din nucleul cutei pliocene zdrobite. Se observă că axa de simetrie a anomaliei magnetice locale este ortogonală pe axa de simetrie a minimului gravimetric, intersecţia lor avînd loc în zona apicală a cuplului anomal, corespunzător masivului diapir de sare. Orientările atectonice ale celor două anomalii locale care constituie cuplul de minimum de la Păcureţi, precum şi sistemele de conjugare ale cuplurilor învecinate (cuplul de maximum Nucet, din vest; cuplul de maximum magnetic şi de minimum gravimetric de la SE Ogredin, din nord; cuplul din minimum magnetic şi maximum gravimetric de la Matiţa, din est, şi cuplul de maximum magnetic şi gravimetric de la Podenii Noi, din sud), arată un sistem particular de dispoziţii de mase în subsol, aflate în contraste diferite de densitate şi de intensitate de magnetizare, neprevizibile de la suprafaţă.

Variaţia valorilor ΔZ_L şi Δg_L de-a lungul unui profil NV-SE, reprezentată în figura 20, marchează o concordanţă apreciabilă între mărimile geofizice şi formaţiunile geologice prezente în schiţa de secţiune geologică de corelaţie.

3. **Depresiunea Getică.** Depresiunea Getică corespunde la prelungirea subzonelor de fliş şi neogen în Muntenia de vest şi în Oltenia

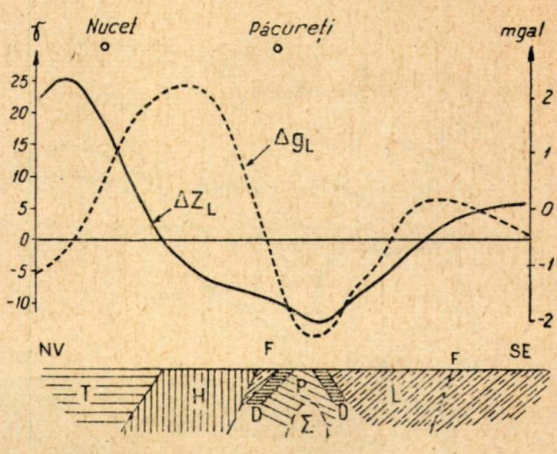


Fig. 20. — Profile conjugate ΔZ_L şi Δg_L pe direcţie transversală NV—SE peste cuplul anomal Păcureţi : H — helveţian ; T — tortonian ; P—ponţian ; D — dacian ; L — levantin ; F — falii ; Σ — sare.

de nord. Structurile petrolifere din această regiune sînt în helveţian şi sarmaţian. Masivele de sare sînt de vîrstă tortoniană [28], [17]. Masive de sare mai vechi nu se cunosc pînă în prezent. În acest caz, sarea tortoniană nu a jucat un rol activ la formarea zăcămintelor de hidrocarburi, acumularea în depozitele rezervor actuale realizîndu-se prin migrarea lor din oligocen de-a lungul fracturilor.

Masivele de sare de la Ocnele Mari şi Ocniţa (R.-Vîlcea) se găsesc cantonate în miocenul transgresiv peste structura complicată a substratului cretacic-paleogen. Substratul cretacic-paleogen se prezintă ca prelungire a zonei flişului cretacic din Carpaţii Orientali. Tortonianul superior conţine orizontul cu depozite de sare. Aria tortoniană era reprezentată de un golf întins de depunere sedimentară, în care sarea se afla în poziţie normală. Procesele tectonice ulterioare şi mai ales cele din pliocen au deranjat structura vechiului golf şi au influenţat sarea, care a reacţionat atît prin cutări interne, cît şi prin încercări de deplasare diapiră [28].

Prospecţiunea gravimetrică [30] şi magnetometrică [1] pentru sare şi hidrocarburi din această regiune au adus contribuţii importante în legătură cu structura depozitelor sedimentare, evidenţiind unele cute purtătoare de hidrocarburi necunoscute, şi mai ales privind ariile de distribuţie şi de îngrămădire ale sării.

Variaţia mărimilor ΔZ şi Δg de-a lungul unui profil NV-SE între Ocniţa şi Căzăneşti[12] (fig. 21), în corelaţie cu secţiunea sa geologică (întoc-

[12] Dintr-o greşeală regretabilă, imaginea reprodusă în figura 21 a fost imprimată anterior [1] cu marcajul grafic al profilelor geofizice ΔZ şi Δg, inversat.

mită pe date din cartare şi din foraje de Gr. Popescu), evidenţiază într-un mod satisfăcător caracterele principale ale structurilor geologice, datorită atît contrastelor majore de intensitate de magnetizare şi de densitate dintre masa de sare şi restul depozitelor sedimentare, cît şi ale celorlalte contraste, cu valori mai mici, dintre diferitele orizonturi ale miocenului sau dintre miocen şi fundamentul cretacic-paleogen. Astfel, este

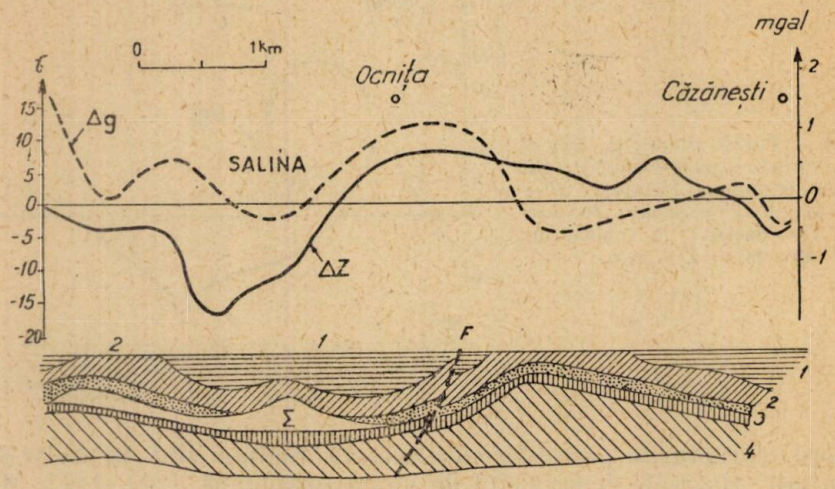


Fig. 21. — Profile conjugate ΔZ şi Δg pe direcţie transversală NV — SE peste cuplul anomal Ocniţa (R.-Vîlcea): *1* — sarmaţian; *2* — şisturi cu radiolari; *3* — tufuri cu globigerine; *4* — helveţian; Σ — sare; *F* — falie (profil geologic întocmit de Gr. Popescu).

de menţionat orizontul tufurilor cu globigerine, caracteristic şi conducător în zona prospectată, care are o intensitate de magnetizare mai ridicată şi o densitate mai mică în raport cu restul orizonturilor miocene prezente în regiune.

CONCLUZII

Din exemplele prezentate, relativ puţine faţă de numeroasele cupluri de anomalii locale cartate în Subcarpaţii Moldovei şi Munteniei, rezultă gradul de competenţă al prospecţiunii magnetometrice la rezolvarea, în condiţii geologice favorabile, a unor probleme privind conturarea masivelor de sare cunoscute (Slănic-Prahova, Ocniţa, Păcureţi etc.), descoperirea de masive de sare noi (Gălean, Tazlăul Mare, Cut-Săvineşti etc.) şi cartarea unor elemente tectonice legate de prezenţa masivelor de sare diapiră în depozitele sedimentare din cuvertură.

În terenurile sedimentare, contrastele de intensitate de magnetizare sînt în general mici sau foarte mici, fapt care se reflectă în anoma-

lii magnetice cu amplitudini mici sau foarte mici (în cazurile de față intensitățile anomaliilor magnetice sînt cuprinse între — 5 și — 40 γ). Succesul prospecțiunii magnetometrice în astfel de terenuri poate fi realizat prin aplicarea unor metodici adecvate de lucru pe teren, în cadrul unor dispozitive de puncte de măsurare adaptate problemelor urmărite. Acuratețea datelor de observație trebuie să asigure construirea de hărți magnetice la echidistanțe de 5 sau 10 γ.

Gradul de competență al magnetometriei în prospectarea terenurilor sedimentare se poate aprecia mai bine prin compararea rezultatelor magnetice cu rezultatele gravimetrice obținute din măsurători executate în paralel în aceleași rețele de observații. Cele 12 cupluri de anomalii locale prezentate ca efecte ale masivelor de sare sînt integral cupluri de minimum. Aceste cupluri, ca și o bună parte dintre cuplurile învecinate lor, de maximum sau de minimum, corespund la surse perturbante de aceeași natură, adică sînt legate genetic direct. O altă parte dintre cuplurile care apar pe hărțile reproduse și care asociază o anomalie de maximum și o anomalie de minimum sînt legate genetic indirect și corespund, în general, la cauze geologice diferite. În cazul acestor exemple, succesul corelării datelor magnetice cu datele gravimetrice se datorează existenței în subsol a unor masive de sare importante, asociate sau nu cu unele orizonturi reper (tufite, tufuri, „brecia sării" etc.), care asigură contraste de intensitate de magnetizare și de densitate suficiente sensibilității variometrelor magnetice și gravimetrelor statice folosite în prospectare.

Dacă, în condițiile actuale, magnetometria nu poate asigura succesul unei prospectări mai complete în terenuri sedimentare asemănător prospecțiunii gravimetrice, asocierea acestor două metode apare ca indicată nu numai pentru o mai bună definire a masivelor de sare, prin controlul reciproc al anomaliilor locale de minimum, ci și pentru informațiile complementare ce pot fi cartate și care sînt utile la descifrarea structurii și conținutului petrografic al subsolului cercetat.

Primită la redacție la 25 februarie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Ștefan, *Cercetări magnetice pentru sare în regiunea Ocnele Mari-Ocnița.* D.S. Com. Geol., **XLII** (1954—1955), 191—201 (1959).
2. Airinei Ștefan, *Étude de l'effet gravimétrique à la limite externe du Flysch crétacé de la Valachie orientale (entre les vallées de la Prahova et des Teleajen-Drajna).* Acad. R.P.R., Revue de Géologie et de Géographie, **5**, *2*, 325—348 (1961).
3. Airinei Ștefan, Botezatu Radu, Dumitru Stelian, Popovici Dorin, Stoenescu Scarlat, *The use of the gravimeter for salt dome finding in the Rumanien People's Republic.* Acad. R.P.R., Revue de Géologie et de Géographie, **4**, *2*, 379—394 (1960).
4. Airinei Ștefan, *Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Vîlcănești-Cozminele-Petriceaua-Bertea-Schiulești-Măneciu-Văleni de Munte-Măgurele).* Stud. tehn. econ., Com. Geol., Seria D, Prospecțiuni Geofizice, **IV**, 67—86 (1962).

5. Airinei Ştefan, *Cercetări gravimetrice şi magnetometrice în zona colinară şi muntoasă a Munteniei orientale (Măgurele-Văleni de Munte-Măneciu-Slonu-Chiojdu Mic-Cătina-Cărbuneşti-Soimari-Matiţa-Podenii Noi)*. Stud. tehn. econ., Com. Geol., Seria D, Prospecţiuni Geofizice, **IV**, 87—108 (1962).
6. Airinei Ştefan, *Contribuţii geofizice la cunoaşterea substratului Cuvetei de Trestioara* (Regiunea Ploieşti). D. S. Com. Geol. **XLIV** (1956—1957), 265—278 (1962).
7. Airinei Ştefan, *Asupra structurii anomaliei magnetice din Subcarpaţii Munteniei orientale*. St. cerc. geofiz., **1**, *2*, 313—338 (1963).
8. Airinei Ştefan, *Gravimetricieskie i magnetometricieskie v predgornoi i gornoi zonah vastocinoi Muntenii*. Acad. R.P.R., I.S.R.S. Bul. Nauk. Inf., **3**, 68—74 (1963).
9. Airinei Ştefan, Dumitru Stelian şi Velcescu Georgeta, *Contribuţii gravimetrice la cunoaşterea structurii şi potenţialului economic al formaţiunilor neogene din regiunea Tg-Ocna*. St. cerc. geol., geofiz., geogr. Seria geofizică, **2**, p. 41—59 (1964).
10. Airinei Ştefan, *Structura geologică din Subcarpaţii Munteniei orientale reflectată de structura anomaliei gravităţii*. An. Com. Geol. Rom., **XXXIV** (Partea II), p. 159—229 (1964).
11. Airinei Ştefan, *Imagini şi relaţii statistice privind termenii anomaliei magnetice din Subcarpaţii Munteniei orientale*, Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econ., Seria D, Prospecţiuni Geofizice, V (sub tipar) (1965).
12. Băncilă Ion, *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti (1958).
13. Băncilă Ion şi Hristescu Elefterie, *Linia externă şi linia pericarpatică dintre Valea Sucevei şi Valea Trotuşului (Carpaţii Orientali)*. Asoc. Carpato-Balcanică, Congr. V, Bucureşti, 1961. **IV** (Secţia III Tectonică), p. 11—33 (1963).
14. Botezatu Radu şi Dumitru Stelian, *Efectul gravimetric al limitei externe a Flişului în Moldova de Nord*. Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţ. geol. geogr., **2**, *2*, 369—384 (1957).
15. Gavăt Iulian, *Geologia petrolului şi a gazelor naturale*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, (1964).
16. Grigoraş Nicolae, *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti (1961).
17. Iorgulescu T., Niculescu I. N., Peneş Maria *Vîrsta unor masive de sare din R.P.R*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti (1962).
18. Joja T., *Cercetări geologice între valea Riscei şi valea Agapiei*. An. Com. Geol., **XXIV**, 95—194 (1952).
19. Joja T., *Structure géologique du Flysch compris entre les Vallées de Cracăul Alb et de Cracăul Negru*. D. S. Com. Geol., **XXXIX** (1951—1952), 241—247 (1959).
20. Mirăuţă O., *Stilul tectonic al Flişului marginal şi al molasei subcarpatice în regiunea Piatra-Neamţ*. D. S. Com. Geol., **XLVIII** (1960—1961), 47—55. (1962).
21. Mirăuţă O. şi Mirăuţă E., *Structura geologică a molasei miocene dintre valea Bistriţei şi Tazlău*. D.S. Com. Geol., **XLIX**/*1* (1961—1962), (1964).
22. Mirăuţă O. şi Mirăuţă E., *Faciesurile şi tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almaşu (N Piatra-Neamţ)*. D. S. Com. Geol., **XLIX**/*2* (1961—1962), (1964).
23. Mrazec L., *Les plis diapirs*. C. R. Inst. Géol. Roum., **VI** (1914—1915), 226—270 (1927).
24. Murgeanu G., Saulea E., Popescu G. şi Motaş C. I., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, St. cerc. geol., **5**, *2*, 219—250 (1960).
25. Olteanu Fl., *Observaţiuni asupra breciei sării cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre rîul Teleajen şi pîrîul Bălăneasa* (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău), D. S. Inst. Geol., **XXXII** (1943—1944), 12—18 (1951).
26. Olteanu Fl., *Depresiunea subcarpatică între Ozana (Pîrîul Neamţului) şi Buzău*. An. Com. Geol., **XXXI**, (1958).
27. Popescu Grigore, *Observaţiuni asupra „breciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova*, D. S. Inst. Geol., **XXXII** (1943—1944), 3—12 (1951).
28. Popescu Grigore, *Cercetări geologice în regiunea Govora-Rm. Vîlcea-Olăneşti (Depresiunea Getică)*. D. S. Com. Geol. **XXVIII** (1950—1951), (1954).
29. Popescu-Voiteşti I., *Sarea regiunilor carpatice româneşti*. F.R.P.L.A., Bucureşti (1943).
30. Popovici Dorin, *Prospecţiuni gravimetrice în regiunea Ocnele Mari*. D. S. Com. Geol., **XLII** (1954—1955), 171—189 (1959).
31. Russo Gh., *Încercări de aplicare a metodei magnetice la prospectarea domului de sare de la Floreşti* (cu o planşă). D. S. Inst. Geol., **XVIII** (1929—1930), 193—195 (1931).
32. Săndulescu M., *Stratigrafia şi tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare-Berzunţi-Oneşti*. D. S. Com. Geol., **XLVI** (1958—1959), 273 (1962).

33. Stoica I., *Considerații privind sărurile de potasiu din R.P.R.*, Revista minelor, *10*, 437—443 (1962).
34. Stoenescu Sc. și Airinei Șt., *Studii geofizice asupra zăcământului de sare de la Slănic-Prahova*. St. cerc. geol., *4*, *1*, 113—126 (1959).
35. Stoenescu Sc., *Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Slănic (Prahova)*. Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D, Prospecțiuni Geofizice, **IV**, 145—152 (1962).
36. Visarion Marius, *Contribuția prospecțiunii gravimetrice la determinarea structurilor de sare și săruri de potasiu din depozitele neogene ale Carpaților Orientali*. St. cerc. geol., **6**, *2*, 581—599 (1961).
37. Visarion Marius, *Imagini geofizice din regiunea Carpaților orientali de la est și vest de Masivul Ceahlău*. St. cerc. geol., **5**, *4*, 757—773 (1960).
38. Visarion Marius, *Contribuții geofizice cu privire la structura geologică a Depresiunii Precarpatice din Moldova de Mijloc*. Asoc. Carpato-Balcanică, Congr. V, București, 1961, **VI** (Secția V-a Geofizică), 99—115 (1963).
39. * * * *Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer)*, *scara* 1 : 1 000 000. Institutul Geologic, 1963 (în redacția ing. Șt. Airinei și Sc. Stoenescu).

COLOCVIUL DE SĂRBĂTORIRE A 75 DE ANI DE LA ÎNFIINŢAREA INSTITUTULUI DE GEOMAGNETISM DIN POTSDAM ŞI INAUGURAREA NOULUI INSTITUT

Colocviul a avut loc la Potsdam în zilele de 20 şi 21 mai 1964. În prima zi s-a sărbătorit aniversarea a 75 de ani de la crearea Institutului de geomagnetism, iar în ziua a doua s-a inaugurat noua clădire a institutului. S-au ţinut cuvîntări festive şi s-au prezentat comunicări ştiinţifice.

Au luat parte, în afară de specialiştii din R.D.G., circa 50 de delegaţi din următoarele ţări: Anglia, Austria, Belgia, R. P. Bulgaria, R. S. Cehoslovacă, Finlanda, R. F. Germană, R. P. Polonă, R. P. Română, R. P. Ungară, Uniunea Sovietică.

În prima zi, după salutul delegaţilor diferitelor ţări, directorul institutului, prof. G. Fanselau, a ţinut o cuvîntare în care a arătat etapele de dezvoltare a Observatorului geomagnetic german şi a Institutului de geomagnetism din Potsdam. El a arătat că în anul 1889 Observatorul magnetic se găsea în Potsdam în clădirea mică, ridicată atunci în parcul de pe Telegrafenberg. În acea clădire s-au început observaţiile magnetice regulate de către profesorul M. Eschenhagen. În pivniţa clădirii erau instalate aparatele de înregistrare, iar în partea superioară a clădirii se găseau camerele pentru măsurători absolute.

În anul 1897 s-a ridicat o nouă clădire pentru măsurătorile absolute. În curînd însă prin construirea liniilor electrice în oraş (1903—1904) s-au produs perturbări ale înregistrărilor şi măsurilor magnetice absolute, astfel că următorul director, prof. A. Schmidt, s-a văzut silit să mute Observatorul magnetic *la Seddin*, la circa 13 km depărtare de Potsdam. Observatorul a funcţionat acolo aproximativ 25 de ani, din 1907 pînă în 1932. Din 1928 prin mărirea oraşului Berlin şi prin instalarea de noi linii electrificate s-a impus o nouă mutare a Observatorului de la Seddin la Niemegk, la 50 km depărtare de Potsdam, unde se află şi astăzi şi poartă numele fondatorului său: Adolf Schmidt. Observatorul a început să funcţioneze la Niemegk în 1930. Progresiv s-au construit clădirile pentru măsurători absolute şi variaţii, laboratoare, un atelier mecanic, astfel că astăzi Observatorul geomagnetic din Niemegk este unul dintre observatoarele magnetice cele mai bine dotate.

O dată cu dezvoltarea Observatorului de la Niemegk, s-a înfiinţat în 1937 şi Institutul de geomagnetism din Potsdam, care a funcţionat în vechea clădire împreună cu Institutul geodetic pînă la construirea noului Institut, în 1964.

Observatorul de la Niemegk lucrează în strînsă colaborare cu Institutul de geomagnetism sub direcţia căruia, de altfel, se află.

Directori ai Observatorului de la 1889 şi ai Institutului de geomagnetism de la 1937 au fost succesiv: M. Eschenhagen, H. Schmidt, A. Nippold, I. Bartels şi G. Fanselau, ultimul de la 1945; actualmente directorul Observatorului este Dr. Schmidt.

Noul institut este construit în parcul de pe Telegrafenberg fiind o clădire în stil modern cu subsol, parter şi etaj. Aici sînt instalate atelierele, laboratoarele, administraţia şi camerele de lucru ale cercetătorilor şi tehnicienilor. Fiecare cercetător are camera sa de lucru, iar pe acelaşi coridor, în faţa camerelor de cercetare, se găsesc camerele personalului tehnic: calculatori, desenatori. În felul acesta un cercetător poate întotdeauna folosi personalul tehnic necesar.

În ce priveşte problemele de cercetare care se urmăresc la institut, ele se pot grupa în două mari domenii şi anume:

1) descrierea şi măsurarea cîmpurilor geomagnetice; studierea metodelor de lucru şi a aparatelor; proiectarea de noi aparate geomagnetice şi

2) căutarea cauzelor care dau naştere cîmpurilor geomagnetice.

În scopul cunoaşterii mai aprofundate a stării materiei în interiorul globului la institut se vor studia: *stările de agregare ale materiei* la presiuni şi temperaturi foarte ridicate; studiul teoretic al materiei plastice şi foarte ionizate din nucleul pămîntului; utilizarea metodelor magnetohidrodinamice; deducerea fenomenelor fizice care se petrec la contactul dintre manta şi sîmbure unde, foarte probabil, ia naştere cîmpul magnetic principal al Pămîntului.

În cadrul colocviului de la Potsdam s-au prezentat comunicări ştiinţifice şi s-au discutat anumite probleme ale geomagnetismului.

Prof. *S. K. Runcorn* (Newcastle) a prezentat o interesantă lucrare de paleomagnetism privind roci din Australia din strate ale diferitelor perioade geologice. Studiul a permis deducerea deplasării continentului australian, în aceste perioade, în jurul Polului Sud.

Am prezentat profesorului Runcorn două lucrări de paleomagnetism privind roci de vîrstă mezozoică şi paleozoică din ţara noastră (efectuate de Al. Costa Foru, Şt. Pătraşcu, E. Apostol), care l-au interesat în mod deosebit.

Cercetătoarea *Troitskaia* (Moscova) a vorbit despre variaţiile rapide ale cîmpului magnetic terestru, subliniind importanţa înregistrării variaţiilor magnetice cu dispozitive cu desfăşurare rapidă.

Dr. *Mustel* (Moscova) a prezentat o lucrare despre acţiunea cîmpului magnetic solar asupra particulelor electrizate emise de soare (protoni, electroni), problemă care pînă acum a fost puţin abordată.

Toate comunicările au fost urmărite cu viu interes.

În ziua de 21 mai, după dezvelirea bustului lui A. Schmidt, au urmat discuţii asupra problemelor ştiinţifice expuse în comunicările din ziua precedentă. Delegaţii au fost împărţiţi în două grupe, privind următoarele domenii:

1) *Variaţia cîmpului magnetic terestru şi fizica atmosferei înalte* şi

2) *Cîmpul magnetic intern (principal) şi magnetismul rocilor.*

După discuţii delegaţii au fost conduşi să viziteze Observatorul magnetic din Niemegk.

Deşi mai fusesem şi în alţi ani la acest observator, am găsit acum foarte interesante dispozitivele noi de înregistrare şi prelucrare electronică a datelor, care s-au introdus la unele aparate geomagnetice.

În ziua de 22 mai am vizitat dispozitivul de înregistrare a mareelor terestre din parcul institutelor de pe Telegrafenberg.

Participarea ţării noastre la manifestările ştiinţifice de la 20—21 mai 1964, de la Potsdam, a fost folositoare prin faptul că am putut discuta, la faţa locului, asupra modului în care sînt tratate teoretic şi experimental, la nivel înalt, anumite probleme ştiinţifice, unele dintre aceste

probleme fiind foarte apropiate de acelea pe care noi le studiem la Centrul de cercetări geofizice ca de exemplu : magnetism regional, magnetismul rocilor, paleomagnetism, variaţiile cîmpului magnetic terestru, ceea ce ne-a permis un folositor schimb de experienţă.

În deosebi în domeniul geomagnetismului, colaborarea internaţională a dat rezultate foarte bune aşa cum s-a dovedit de exemplu în cursul Anului Geofizic Internaţional şi cum sperăm că se vor obţine şi acum în perioada anilor Soarelui Calm (AISC) 1964—1965.

Notă. Pentru unele detalii date în această expunere m-am servit de comunicarea Prof. G. Fanselau : „75 Jahre des Geomagnetischen Instituts der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin".

Acad. *G. Atanasiu*

AL X-LEA SIMPOSION AL ASOCIAŢIEI GEOFIZICIENILOR UNGURI ŞI CONSFĂTUIREA PENTRU HĂRŢILE MAGNETICE UNITARE DE LA BUDAPESTA

Între 14 şi 20 septembrie 1964 a avut loc la Budapesta al X-lea Simposion al Asociaţiei Geofizicienilor Unguri.

În aceeaşi perioadă şi anume în zilele de 17 şi 18 septembrie, a fost programată şi Consfătuirea pentru hărţile magnetice unitare ale ţărilor socialiste din E şi S—E Europei. Această problemă este importantă şi actuală fiind prevăzut a se lucra cît mai mult la ea în perioada anilor Soarelui Calm 1964—1965.

1) La Simposionul Asociaţiei Geofizicienilor Unguri, lucrările au fost împărţite în cinci secţiuni ; am luat parte între 14 şi 20 septembrie la comunicările făcute în special în secţia I şi a II-a (geofizică generală — magnetism — radiologie) dintre care menţionez mai ales comunicările de geomagnetism şi georadioactivitate :

G. BARTA şi colaboratori (Budapesta), *Dezvoltarea geofizicii în Ungaria.*

G. BARTA, *Cercetări noi asupra legăturii dintre cîmpul magnetic terestru şi deformarea suprafeţelor de nivel.*

G. FANSELAU (Potsdam), *Variaţii geomagnetice în zilele calme.*

O. LUCKE (Potsdam), *Noi aspecte ale explicării cîmpului geomagnetic principal.*

H. KAUTZLEBEN (Potsdam), *Analiza cîmpului magnetic terestru principal.*

A. WALLNER (Szopron), *Variaţia seculară a geomagnetismului în Europa mijlocie.*

Dr. W. MUNDT (Potsdam), *Statistica anomaliilor geomagnetice în R.D.G.*

I. ELEK, P. MÜLLER, I. VADAS (Budapesta), *Emanaţia de Ra a unor roci.*

D. WEINTRITT (Leipzig), *Ridicări aeromagnetice în R.D.G.*

Prof. L. CONSTANTINESCU, *Dislocaţia şi mecanismul cutremurelor.*

Prof. A. ZATOPEK (Praga) a comunicat o lucrare de microseisme.

Alte comunicări făcute în secţia a V-a s-au raportat la utilizarea metodelor radioactive în geofizica sondajelor profunde.

★

Consfătuirea pentru hărţile geomagnetice unitare ale ţărilor socialiste din centrul şi S-E Europei a avut loc în zilele de 17—19 septembrie 1964 la Budapesta în urma invitaţiei Institutului geofizic „Eötvös Loránd" şi ca urmare a consfătuirii pe aceeaşi temă de la Potsdam, din anul precedent 1963.

Au luat parte delegaţi ai R. P. Bulgaria, R. S. Cehoslovacă, R. D. Germană, R. P. Polonă, R. P. Română, R. P. Ungară.

S-a discutat despre stadiul în care se află lucrările de geomagnetism regional în diferitele ţări şi despre mijloacele necesare pentru a se obţine o lucrare unitară, pentru Europa Centrală şi de S—E, într-un timp relativ scurt. Au vorbit Dr. G. Barta, prof. G. Fanselau, Dr. A. Wallner, Dr. Kautzleben, Krzeminski, G. Atanasiu. Am expus comunicarea „Variaţia seculară a elementelor geomagnetice în Ardeal şi Banat".

Consfătuirea s-a încheiat prin redactarea şi iscălirea unui protocol.

Urmează ca în anul viitor consfătuirea să se ţină în Polonia.

La Universitatea „R. Eötvös" am vizitat, în ziua de 21 septembrie, catedra de geofizică condusă de prof. L. Egyed, interesîndu-mă de cursurile ce se fac şi de cercetările ştiinţifice de paleomagnetism şi de conductibilitatea termică a rocilor. Am vizitat apoi *Observatorul seismic* condus de prof. Egyed, de pe colina Gellert (Buda).

Institutul de Geofizică, Secţia de Geomagnetism, l-am vizitat în ziua de 24 septembrie. Directorul, prof. G. Barta, ne-a dat toate deslușirile necesare privind lucrările pentru hărţile magnetice ale Ungariei. Am discutat cu el măsurile de luat pentru legarea reţelelor magnetice ale R.P.R. şi R.P.U.

În legătură cu aceste lucrări am vizitat şi *Observatorul magnetic de la Tihany* (Balaton), în zilele de 22—23 septembrie unde am văzut pavilioanele de măsuri absolute şi de înregistrare a variaţiilor magnetice. În clădirea centrală a Observatorului am consultat, cu mult interes, o parte din biblioteca prof. L. Eötvös, care este depusă acolo. Printre alte documente am găsit şi manuscrisul lucrării sale de gravimetrie din jurul localităţii Arad.

În zilele de 19—20 septembrie a fost organizată o excursie colectivă la Observatorul seismic şi astronomic de la Piski, în Munţii Matra (960 m alt.). În ziua de 19 septembrie am vizitat şi Universitatea tehnică din Miskolc unde am fost primiţi de rector şi de corpul profesoral.

În ziua de 20 septembrie am vizitat grota Aggtelek din Munţii Matra, renumită prin lungimea coridoarelor sale, de peste 20 km şi a sălilor mari spectaculos ornate cu stalactite şi stalagmite.

În general, deplasarea în R. P. Ungară a fost foarte utilă pentru rezolvarea temelor de colaborare prevăzute în protocolul celor două Academii. De asemenea, socotesc important schimbul de vederi cu oamenii de ştiinţă unguri care au realizări importante în geofizică, semiconductori şi alte domenii ale fizicii.

Acad. *G. Atanasiu*

MŰSZAKI KÖNYVTÁRI ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. I, 274 p., + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. II, 243 p. + 8 pl., 14,50 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din Romînia**, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic**, 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

GH. BOMBIŢ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Romînă**, 115 p. + 8 pl., 6,45 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia — Borşa, Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic**, 240 p. + 26 pl., 19 lei.

ION PREDA, **Studiu geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea-Craiului)**, 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiu mineralogic şi geochimic al complexului filonian din munţii Ţibleşului**, 95 p. + 3 pl., 4,80 lei.

N. VLAICU TĂTĂRIU, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 182 p. + 24 pl., 15 lei.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3 NR. 1 P. 1—170 BUCUREŞTI 1965

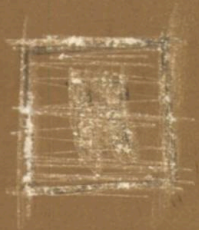
c. 1927—I.P. „Informaţia"

43 867

Lei 25.—

F 1578

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE



SERIA
GEOFIZICĂ

2

TOMUL 3
1965

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN SABBA ȘTEFĂNESCU, *redactor responsabil*; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN G. ATANASIU; ACADEMICIAN TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; G. PETRESCU; D. ENESCU, *secretar științific de redacție.*

Revista apare de două ori pe an.

Pentru a vă asigura colecția completă și primirea la timp a revistei, reînnoiți abonamentul dv. pe anul 1966.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 3, nr. 2 1965

SUMAR

Pag.

LIVIU CONSTANTINESCU, L. RUPRECHTOVÁ şi D. ENESCU, Mecanismul cutremurelor mediteraneene-alpine şi implicaţiile lor seismotectonice 173

LIVIU CONSTANTINESCU, Dislocaţiile şi mecanismul cutremurelor de pământ 193

I. GAVĂT, P. CONSTANTINESCU, A. SOLOMON, M. SOLOMON, V. TEODORESCU şi C. TOADER, Tectonica depresiunii sarmato-pliocene între Buzău — Mărăşeşti şi Siret 203

G. PETRESCU, D. JIANU şi A. GHIŞE, Date asupra agitaţiei microseismice înregistrate la Bucureşti în 1961 213

CORNELIUS RADU şi VLADIMÍR TOBYÁŠ, Fondul de perturbaţii seismice cu scurtă perioadă la unele staţii româneşti 219

C. RADU, Regimul seismic al regiunii Vrancea 231

T. NEŞTIANU şi VL. ŞTEFLEA, Măsurători magnetice de legătură între Observatorul Surlari (Republica Socialistă România) şi Observatoarele Krasnaia Pahra (U.R.S.S.) şi Niemegk (R.D.G.) 281

ALEXANDRU GRIGORIU şi EVA BILEK, Diagramă psihrometrică rectilinie pentru determinarea tensiunii vaporilor şi temperaturii de rouă sau brumă, la orice presiune şi ventilare 291

ŞABBA ŞTEFĂNESCU şi PETRE TĂNĂSESCU, Asupra prospecţiunii electrice prin metoda emiţătoarelor încrucişate 297

SABBA ŞTEFĂNESCU şi MIRCEA RĂDULESCU, Modele electrometrice de medii α bidimensionale. Soluţii cu singularităţi polare liniare. I 309

D. ENESCU şi G. PISCUPESCU, Cîmpul de deplasări şi energia emisă de explozie sub formă de unde P şi S 323

D. ENESCU şi I. CORNEA, Unde multiplu reflectate-difractate şi unde multiplu difractate 331

RECENZII 339

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, Nr. 2, P. 171–342, BUCUREŞTI, 1965

MECANISMUL CUTREMURELOR MEDITERANEENE-ALPINE ȘI IMPLICAȚIILE LOR SEISMOTECTONICE[1]

DE

LIVIU CONSTANTINESCU[2],
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA.
L. RUPRECHTOVÁ[3] și D. ENESCU[2]

Dacă se examinează distribuția geografică a epicentrelor corespunzătoare focarelor de cutremure pentru care s-au obținut pînă acum soluții de plan de falie, se găsește că Europa este una dintre regiunile globului cel mai puțin studiate din acest punct de vedere. Oricît ar părea de straniu acest fapt dată fiind amploarea cercetărilor seismologice europene, numărul studiilor de mecanism focal pentru cutremurele europene este relativ mic. De exemplu, în analiza statistică efectuată în 1959 de Scheidegger [1] pentru ceea ce a considerat el atunci ca soluții recente de plan de falie, regiunea nr. 1 a lui, cuprinzînd aproape întreaga Europă, precum și Asia Mică și Africa de nord, intervine cu 17 cutremure față de totalul de 265 luate în considerație pentru întregul glob. Ținînd seama de seismicitatea ridicată a regiunii mediteraneene și de problemele importante legate de orogeneza alpină, nu se poate explica această situație destul de stranie printr-o pretinsă lipsă de interes față de problemă.

Situația s-a schimbat, bineînțeles, din 1959 și, deși sporadic, numărul de soluții de plan de falie pentru cutremurele europene a crescut simțitor. Totuși, se mai simte în acest domeniu lipsa unui studiu cuprinzător și sistematic cu un caracter regional, așa încît să i se poată atribui o semnificație tectonică.

Pentru a se aduce o contribuție la umplerea acestei lacune s-au întreprins cercetările care au condus la rezultatele prezentate în lucrarea de față. Mai mult, autorii au mai avut un motiv, nu mai puțin important, pentru a o face : speranța de a ajunge la o imagine generală asupra seismotectonicii zonei mediteraneene-alpină, capabilă să constituie un cadru

[1] Lucrare prezentată la Sesiunea Comisiei europene de seismologie de la Budapesta septembrie 1964 ; în curs de publicare în revista „Geophysical Journal", Londra.

[2] Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

[3] Academia Cehoslovacă de Științe, Institutul de geofizică din Praga.

T. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TO M. 3, Nr. 2 P. 173–191, BUCUREȘTI, 1965

coerent potrivit pentru integrarea informațiilor seismotectonice obținute anterior în legătură cu cercetările asupra mecanismului cutremurelor din regiunea de la cotul arcului carpatic.

DATELE DE OBSERVAȚIE ȘI SOLUȚIILE DE PLAN DE FALIE

Cutremurele pentru care se dau soluțiile de plan de falie în lucrarea de față sînt dintre cele cu magnitudinea mai mare de 5 care s-au produs în Europa, Asia Mică și Africa de nord în ultimii 50 de ani (1911—1962). Alegerea lor a fost determinată și de condiția de a se dispune de un număr suficient de date de observație pentru obținerea de soluții cît mai sigure.

Epicentrele cutremurelor luate în considerație sînt situate în interiorul suprafeței definită de

$$10°\mathrm{V} < \lambda < 36°\mathrm{E}$$

și

$$30°\mathrm{N} < \varphi < 50°\mathrm{N},$$

cuprinsă în întregime în regiunea nr. 1 a lui Scheidegger [1].

Pentru motive evidente, majoritatea cutremurelor studiate aparțin zonei mediteraneene și regiunii de la cotul arcului carpatic (regiunea Vrancea).

Dintre cele 101 cutremure ale căror soluții de plan de falie sînt date în tabela 1 și discutate în lucrarea de față, 75 de cutremure au fost studiate fie acum de autori — referința [0], fie anterior de către doi [2], [3], [4] sau unul dintre ei [5], [6] sau, în fine, de către unul dintre ei în colaborare cu un alt cercetător [7], [8], [9]. Soluțiile celorlalte 26 de cutremure luate în considerare reprezintă rezultatele cercetărilor altor autori: Hordejuk [10], Di Filippo și Peronaci [11], Shirokova [12], Karapetian [13], Hodgson și Cock [14], [15], Hodgson și Stevens [16], Öcal [17], Schäffner [18], [19] și Aki [20].

Două dintre cele 75 de cutremure studiate de noi (nr. 98 și 99 din tabela 1) au fost cercetate și de Di Filippo și Peronaci [21]. Întrucît soluțiile lor preliminare sînt evident eronate, căci nu satisfac condiția de ortogonalitate a celor două plane nodale, în lucrarea de față nu s-au folosit aceste soluții, ci acelea determinate de noi pe baza unui număr mai mare de date de observație și, bineînțeles, ținîndu-se seama de condiția de ortogonalitate.

Datele de observație folosite pentru determinarea soluțiilor de plan de falie în cazul celor 75 de cutremure cercetate de noi sînt acelea privitoare la primele sosiri în undele *P*. Cîteva dintre aceste date au fost obținute direct de pe seismogramele originale sau de pe copii ale acestora, pe cînd altele au fost luate din buletine seismice. În cele mai multe cazuri, numărul de date pentru un cutremur a fost mai mare de 20, iar distribuția spațială a stațiilor care le-au furnizat a fost satisfăcătoare pentru a conduce la soluții care să poată fi considerate sigure. În cîteva cazuri,

autenticitatea rezultatelor pare să fie subliniată şi de asemănarea soluţiilor obţinute pentru cutremure cu acelaşi focar.

Procedeul aplicat pentru obţinerea soluţiilor de plan de falie a fost cel deja utilizat în cercetările noastre anterioare [2], [4]: reprezentarea în proiecţia Wulff a punctelor ce reprezintă staţiile, cu semnele corespunzătoare primelor impulsuri în undele P şi trasarea planelor nodale a şi b aşa ca să se ţină seama de distribuţia semnelor, cu satisfacerea simultană a condiţiei de ortogonalitate reciprocă între cele două plane nodale.

Întrucît datele de observaţie au fost calitativ şi cantitativ satisfăcătoare, iar prelucrarea lor a fost efectuată cu grijă, pare să nu fie nici un motiv de a se pune la îndoială gradul de certitudine a rezultatelor în cadrul limitărilor legate de ipotezele simplificatoare pe care se bazează cercetările de mecanism focal.

ANALIZA ŞI INTERPRETAREA REZULTATELOR

Elementele care definesc planele nodale sînt date în tabela 1 împreună cu datele suplimentare privind mecanismul focal, aşa cum rezultă ele în cadrul teoriei dislocaţiilor. Informaţiile sintetizate în tabela 1 au un triplu caracter, conţinînd parametrii *geometrici*, *cinematici* şi *dinamici* de caracterizare a procesului de faliere în focar.

Fiecare cutremur este definit în tabelă printr-un număr, precum şi prin data producerii, hipocentrul şi magnitudinea lui (coloanele 1—4). Poziţiile posibile ale planelor de falie rezultă din valorile unghiurilor care indică direcţia de întindere, direcţia înclinării şi înclinarea pentru planele nodale a (coloanele 5—7) şi b (coloanele 8—10). Vectorul mişcare este caracterizat prin valorile unghiurilor care definesc direcţia şi înclinarea şi prin unghiul de alunecare pentru cele două orientări posibile ale lui: de-a lungul axei z (coloanele 11—13) sau de-a lungul axei y (coloanele 14—16). Sînt date direcţia şi înclinarea pentru „direcţia nulă", orientată după axa x (coloanele 17 şi 18) pentru axa tensiunilor de comprimare (coloanele 19 şi 20) şi pentru aceea a tensiunilor de dilatare (coloanele 21 şi 22). Tipul de şoc este definit separat pentru planul nodal a, considerat ca plan de falie (coloana 23), sau pentru planul b, considerat a avea acest rol (coloana 24), indicîndu-se caracterul de comprimare (p) sau de dilatare (t), precum şi sensul deplasării relative a celor două blocuri ale faliei, orar = dextral (d) sau antiorar = sinistral (s). În fine se indică în tabelă sursa de informaţie (coloana 25), prin numere care trimit la referinţele din bibliografie (referinţa [0] desemnează lucrarea de faţă, arătînd că soluţia corespunzătoare a fost dată acum de către autori).

Informaţiile conţinute în tabela 1 admit cîteva comentarii privind analiza şi interpretarea principalelor date.

Geometria falierii. O primă categorie de date furnizate de cercetările de mecanism focal este aceea care defineşte poziţiile posibile ale planelor de falie, poziţii reprezentate de planele nodale a şi b. Rezultatele obţinute în această privinţă pentru cutremurele discutate în lucrarea de faţă şi

Tabe

Cutremurul				Poziţiile posibile ale planului de falie					
				Planul *a*			Planul *b*		
Nr.	Data	Hipocentrul	Magnitudinea	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	16.XI.1911 $21^h\ 25^m$	48°,3N ; 9°,1E $h = 40$ km		N22°E	N68°V	84°	N27°V	N63°E	10°
2	29.III.1934 $20^h\ 06^m\ 51^s$	45°,8N ; 26°,5E $h = 150$ km	6,25	N33°V	N57°E	63°	N74°E	S16°E	59°
3	13.VII.1935 $00^h\ 03^m\ 46^s$	45°,7N ; 26°,7E $h = 150$ km	5,25	N40°E	N50°V	59°	N68°E	S22°E	35°
4	13.IV.1938 $02^h\ 45^m\ 50^s$	39°,3N ; 15°,2E $h = 290$ km		N59°V	S31°V	65°	N16°E	S74°E	62°
5	24.VI.1940 $09^h\ 57^m\ 24^s$	45°,9N ; 26°,6E $h = 115$ km	5,50	N42°E	N48°V	55°	N27°E	S63°E	36°
6	22.X.1940 $06^h\ 36^m\ 57^s$	45°,8N ; 26°,4E $h = 122$ km	6,50	N40°E	N50°V	56°	N25°E	S65°E	35°
7	10.XI.1940 $01^h\ 39^m\ 07^s$	45°,8N ; 26°,7E $h = 133$ km	7,40	N42°E	N48°V	55°	N27°E	S63°E	36°
8	16.III.1941 $16^h\ 35^m\ 13^s$	38°,5N ; 12°E $h = 85$ km		N22°V	N68°E	90°	N68°E	N22°V	59°
9	12.III.1945 $20^h\ 52^m\ 30^s$	45°,7N ; 26°,8E $h = 150$ km	5,50	N43°E	N47°V	56°	N30°E	S60°E	35°
10	7.IX.1945 $15^h\ 48^m\ 22^s$	43°,3N ; 26°,5E $h = 100$ km	6,50	N40°E	N50°V	56°	N25°E	S65°E	35°
11	9.XII.1945 $06^h\ 08^m\ 45^s$	45°,3N ; 26°,4E $h = 100$ km	6,25	N40°E	N50°V	56°	N25°E	S65°E	35°
12	29.V.1948 $04^h\ 48^m\ 58^s$	45°,9N ; 26°,7E $h = 150$ km	5,75	N40°E	N50°V	56°	N25°E	S65°E	35°
13	23.VII.1949 $15^h\ 03^m$	38°,6N ; 26°,3E	7	N84°E	N 6°V	60°	N30°V	S60°V	55°
14	20.VI.1950 $01^h\ 18^m\ 47^s$	45°,9N ; 26°,5E $h = 170$ km	5,50	N42°V	N48°E	39°	N25°V	S65°V	52°
15	30.I.1951 $23^h\ 07^m$	32°,4N ; 33°,4E		N65°V	N25°E	65°	N20°V	S70°V	35°
16	8.IV.1951 $21^h\ 38^m$	36°,7N ; 35°,8E		N17°V	S73°V	55°	N40°E	S50°E	55°
17	8.VIII.1951 $20^h\ 56^m$	42°,6N ; 13°,5E		N10°V	N80°E	40°	N40°V	S50°V	55°
18	13.VIII.1951	42°,N ; 33°E		N70°E	N20°V	80°	N17°V	N73°E	76°
19	3.VI.1952 $05^h\ 53^m$	45°,4N ; 27°E	5,10	N43°E	N47°V	38°	N6°E	S84°E	56°
20	17.XII.1952 $23^h\ 06^m$	34°,7N ; 24°,7E	6,56	N40°V	N50°E	80°	N47°E	N43°V	74°

Ia 1

Poziţiile posibile ale vectorului, mişcare						Direcţia nulă		Axa tensiunilor de comprimare		Axa tensiunilor de dilatare		Tipul şocului		Referinţe
Axa *z*			Axa *y*			axa = *x*								
Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Planul *a*	Planul *b*	
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
S63°V	80°	82°	S68°E	6°	42°	N21°E	9°	S57°E	50°	N74°V	38°	*st*	*dt*	[10], [18]
N16°V	31°	36°	S57°V	27°	33°	S65°E	50°	N70°V	42°	N23°E	2°	*st*	*dt*	[3], [4], [7]
N22°V	55°	73°	S50°E	31°	65°	S51°V	14°	N40°V	10°	S80°E	70°	*sp*	*dp*	[3], [4]
N74°V	28°	32°	N31°E	25°	28°	S24°E	51°	N19°V	38°	S69°V	3°	*dt*	*st*	[11], [19]
N63°V	54°	84°	S48°E	35°	75°	N37°E	7°	N58°V	10°	S17°E	74°	*dp*	*sp*	[3], [4], [6]
N65°V	55°	82°	S50°E	34°	78°	N36°E	6°	N57°V	10°	S18°E	75°	*dp*	*sp*	[3], [4], [6]
N63°V	54°	84°	S48°E	35°	75°	N37°E	7°	N58°V	10°	S17°E	74°	*dp*	*sp*	[3], [4], [6]
S22°E	31°	31°	S68°V	0°	0°	N22°V	59°	S28°V	20°	S71°E	20°	*d-*	*s-*	[11], [18]
N60°V	55°	82°	S47°E	34°	78°	N39°E	6°	S18°E	75°	N55°V	10°	*st*	*dt*	[3], [4]
N65°V	55°	82°	S50°E	34°	78°	N36°E	6°	N57°V	10°	S18°E	75°	*dp*	*sp*	[3], [4]
N65°V	55°	82°	S50°E	34°	78°	N36°E	6°	S18°E	75°	N57°V	10°	*st*	*dt*	[3], [4]
N65°V	55°	82°	S50°E	34°	78°	N36°E	6°	N57°V	10°	S18°E	75°	*dp*	*sp*	[3], [4]
N60°E	35°	41°	S6°E	30°	35°	N67°V	40°	S60°E	46°	N25°E	5°	*dt*	*st*	[12]
N65°E	38°	77°	S48°V	51°	78°	N31°V	9°	S62°V	6°	S40°E	80°	*sp*	*dp*	[3], [4]
N70°E	55°	65°	S25°V	25°	50°	N55°V	22°	S15°E	60°	N42°E	17°	*dt*	*st*	[12]
N50°V	35°	45°	N73°E	35°	44°	S12°V	34°	N10°E	55°	N77°V	2°	*dt*	*st*	[12]
N50°E	35°	66°	S80°V	50°	70°	S28°E	16°	N50°V	70°	S64°V	8°	*dt*	*st*	[12]
S73°V	14°	16°	S20°E	10°	11°	N35°E	73°	N64°V	4°	S25°V	17°	*dp*	*sp*	[13], [18]
N84°V	34°	60°	S47°E	52°	68°	N18°E	17°	S68°E	8°	S58°V	70°	*dp*	*sp*	[3], [4], [5]
S43°E	16°	17°	S50°V	10°	11°	N10°V	70°	S 8°V	19°	S87°E	5°	*dt*	*st*	[12]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
21	26.XII.1925 $23^h\ 55^m\ 56^s$	40°N ; 15°,5E $h = 200-250$		N73°E	N17°V	81°	N26°V	S64°V	45°
22	18.III.1953 $19^h\ 06^m$	40°,1N ; 27°,3E	7,50	N57°E	S33°E	80°	N36°V	N54°E	70°
23	9.VIII.1953 $07^h\ 41^m\ 05^s$	38°,5N ; 21°E		N89°E	N 1°V	76°	N 5°V	S85°V	73°
24	12.VIII.1953 $06^h\ 08^m\ 03^s$	38°,5N ; 21°E		N32°E	N58°V	69°	N56°V	N34°E	84°
25	12.VIII.1953 $09^h\ 23^m\ 55^s$	38°,5N ; 21°E		N62°E	N28°V	71°	N31°V	S59°V	78°
26	12.VIII.1953 $12^h\ 05^m\ 22^s$	38°,5N ; 21°E		N46°E	N44°V	72°	N51°V	S39°V	66°
27	12.VIII.1953 $13^h\ 39^m\ 23^s$	38°,5N ; 21°E		N88°V	N 2°E	84°	N 0°E	N90°V	75
28	12.VIII.1953 $14^h\ 08^m\ 38^s$	38°,5N ; 21°E		N69°E	N21°V	72°	N24°V	S66°V	80°
29	12.VIII.1953 $16^h\ 08^m\ 32^s$	38°,5N ; 21°E		N84°E	N 6°V	71°	N 6°V	N84°E	90°
30	13.VIII.1953 $03^h\ 22^m\ 06^s$	38°,5N ; 21°E		N58°E	N32°V	70°	N32°V	N58°E	90°
31	29.III.1954 $06^h\ 17^m\ 05^s$	37°N ; 3°,3V $h = 630$ km		N83°E	N 7°V	83°	N 4°V	N86°E	70°
32	30.IV.1954 $13^h\ 02^m\ 36^s$	39°,5N ; 22°,2E	7,0	N84°E	N 6°V	32°	N35°V	S55°V	73°
33	9.IX.1954 $01^h\ 04^m\ 37^s$	36°,3N ; 1°,5E	6,7	N50°E	N40°V	50°	N83°V	S 7°V	52°
34	1.X.1954 $13^h\ 30^m$	45°,5N ; 27°,1E $h = 50$ km	4,60	N37°E	S53°E	76°	N75°V	N15°E	33°
35	23.XI.1954 $13^h\ 00^m\ 04^s$	38°,6N ; 14°,8E $h = 250$ km		N15°E	N75°V	20°	N48°E	S42°E	73°
36	23.XII.1954 $16^h\ 27^m\ 17^s$	38°N ; 21°E	5,75	N26°E	N64°V	44°	N85°V	S 5°V	71°
37	3.I.1955 $01^h\ 07^m\ 04^s$	39°,1N ; 21°,8E	5,0	N84°E	S 6°E	69°	N 5°E	N85°V	59°
38	13.IV.1955 $20^h\ 45^m\ 45^s$	$37°{}^1/_4$N ; $22°{}^1/_4$4E	5,25	N79°V	N11°E	80°	N 1°E	N89°V	47°
39	19.IV.1955 $16^h\ 47^m\ 19^s$	$39°{}^1/_4$N ; 23°E	6,0	N86°V	N 4°E	71°	N 5°V	S85°V	63°
40	21.IV.1955 $07^h\ 18^m\ 17^s$	$39°{}^1/_2$N ; 23°E	5,9	N74°V	N16°E	66°	N 6°E	N84°V	70°

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
N64°E	45°	45°	S17°E	9°	10°	S81°V	44°	N16°E	24°	S52°E	36°	*sp*	*dp*	[11], [19]
S54°V	20°	21°	N33°V	10°	11°	N85°E	66°	N78°V	21°	S 9°V	6°	*dt*	*st*	[12]
N85°E	17°	19°	S 1°E	14°	15°	N55°V	68°	S48°E	22°	N42°E	3°	*dt*	*st*	[14], [18]
S34°V	6°	6°	S58°E	21°	21°	N42°V	68°	S10°E	20°	N76°E	10°	*st*	*dt*	[14], [18]
N59°E	12°	12°	S28°E	19°	20°	N62°V	68°	S77°E	19°	S15°V	7°	*dt*	*st*	[14], [18]
N39°E	24°	26°	S44°E	18°	20°	S80°V	60°	N88°E	30°	S44°E	17°	*dt*	*st*	[14], [18]
S90°E	15°	16°	S 2°V	6°	6°	N67°V	73°	S42°E	15°	N45°E	6°	*dt*	*st*	[14], [18]
N66°E	10°	11°	S21°E	18°	18°	N52°V	70°	S68°E	18°	S23°V	4°	*dt*	*st*	[14], [18]
S84°	0°	0°	S 6°E	19°	19°	N 6°V	71°	S53°E	13°	S41°V	13°	*d-*	*s-*	[14], [18]
S58°V	0°	0°	S32°E	20°	20°	N32°V	70°	S78°E	13°	S15°V	13°	*d-*	*s-*	[14], [18]
S86°V	20°	20°	S 7°E	7°	8°	N67°E	70°	S36°V	18°	N51°V	9°	*st*	*dt*	[11], [19]
N55°E	17°	33°	S 6°E	58°	62°	N43°V	27°	N89°E	52°	S34°V	24°	*dt*	*st*	[15], [18]
N 7°E	38°	52°	S40°E	40°	55°	S76°V	27°	S15°E	2°	N73°E	63°	*sp*	*dp*	[0]
S15°V	57°	60°	N53°V	14°	27°	N45°E	28°	N85°V	51°	S32°E	24°	*dt*	*st*	[3], [4], [5]
N42°V	17°	59°	S75°E	70°	80°	S45°V	10°	N23°V	62°	S48°E	26°	*dt*	*st*	[0]
N 5°E	19°	29°	S64°E	46°	50°	S80°V	37°	S23°E	15°	N49°E	47°	*sp*	*dp*	[0]
S85°E	31°	32°	N 6°V	21°	25°	S55°V	51°	S43°E	6°	N42°E	37°	*dp*	*sp*	[0]
S89°E	43°	44°	S11°V	10°	14°	N68°V	45°	N43°E	22°	S28°E	38°	*sp*	*dp*	[0]
N85°E	27°	30°	S 4°V	19°	21°	N54°V	54°	N42°E	6°	S43°E	34°	*sp*	*dp*	[0]
S84°E	20°	22°	S16°V	24°	24°	N31°V	58°	S35°E	31°	S56°V	2°	*dt*	*st*	[0]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
41	1.V.1955 $21^h\ 22^m\ 52^s$	45°,5N ; 26°,3E $h = 150$ km	5,25	N42°V	N48°E	50°	N27°V	S63°V	41°
42	5.VI.1955 $14^h\ 56^m\ 13^s$	36°,5N ; 1°,5E	5,25	N 8°V	S82°V	56°	N83°V	N 7°E	66°
43	16.VII.1955 $07^h\ 07^m\ 12^s$	37°,9N ; 27°,1E	7,0	N38°E	N52°V	78°	N49°V	N41°E	84°
44	12.IX.1955 $06^h\ 09^m\ 29^s$	32°,9N ; 29°,8E $h = 50$ km	6,75	N35°E	N55°V	70°	N64°V	S26°V	69°
45	12.XI.1955 $05^h\ 32^m\ 15^s$	25°,2N ; 34°5E	6,0	N18°V	S72°V	70°	N63°E	S27°E	70°
46	6.I.1956 $12^h\ 15^m\ 42^s$	40°$^1/_2$N ; 26°E	5,5	N42°E	S48°E	75°	N51°V	N39°E	80°
47	12.I.1956 $05^h\ 46^m\ 08^s$	47°,4N ; 19°,1E	5 3/4	N14°E	N76°V	60°	N76°E	S14°E	48°
48	1.II.1956 $15^h\ 10^m\ 49^s$	39°,2N ; 15°,8E $h = 215$ km	6,0	N 3°E	N87°V	20°	N36°E	S54°E	73°
49	20.II.1956 $20^h\ 31^m\ 37^s$	39°$^3/_4$N ; 30°$^1/_2$E	5,6	N65°E	N25°V	70°	N41°V	S49°V	57°
50	18.IV.1956 $12^h\ 52^m$	46°,1N ; 27°,4E	4,50	N22°V	S68°V	77°	N34°E	S56°E	20°
51	15.V.1956 $22^h\ 56^m\ 56^s$	38°N ; 20°,8E $h = 33$ km	5,0	N42°E	S48°E	72°	N52°V	N38°E	80°
52	30.VI.1956 $01^h\ 50^m\ 26^s$	43°^{1}/2N ; 29°E	5,4	N55°V	S35°V	60°	N35°E	N55°V	90°
53	9.VII.1956 $03^h\ 11^m\ 38^s$	36°,9N ; 26°,0E	7,25	N43°E	N47°V	72°	N53°V	S37°V	71°
54	10.VII.1956 $03^h\ 01^m\ 25^s$	37°N ; 26°E	5,50	N51°E	N39°V	73°	N47°V	S43°V	68°
55	30.VII.1956 $09^h\ 14^m\ 57^s$	35°$^3/_4$N ;25°$^3/_4$E	5,75	N45°E	N45°V	73°	N51°V	S39°V	71°
56	15.VIII.1956 $12^h\ 02^m\ 54^s$	43°,1N ; 15°,9E	5,50	N38°V	S52°V	70°	N44°E	S46°E	70°
57	2.XI.1956 $16^h\ 04^m\ 33^s$	39°,5N ; 23°E	5,0	N82°E	N 8°V	80°	N14°V	S76°V	60°
58	19.II.1957 $07^h\ 43^m\ 56^s$	36°,5N ; 21°$^3/_4$E	5,75	N18°E	N72°V	45°	N86°V	S4°V	75°
59	20.II.1957 $04^h\ 40^m\ 59^s$	36°,4N ; 9°E	5,25	N 5°E	N85°V	86°	N86°V	S 4°V	70°
60	8.III.1957 $12^h\ 14^m\ 14^s$	39°,5N ; 22°,8E	6,50	N72°E	S18°E	81°	N13°V	S77°V	49°

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
N63°E	49°	84°	S48°V	40°	80°	N36°V	6°	N56°E	5°	S 5°E	83°	*sp*	*dp*	[2], [3], [4]
S 7°V	24°	29°	N82°E	34°	38°	N53°V	47°	S40°E	41°	N43°E	7°	*st*	*dt*	[0]
S41°V	6°	6°	S52°E	12°	12°	N22°V	76°	N84°E	4°	S 5°E	10°	*dp*	*sp*	[9], [15]
N26°E	21°	22°	S55°E	20°	22°	S75°V	59°	N14°V	2°	N78°E	28°	*sp*	*dp*	[0]
N27°V	20°	22°	N72°E	20°	20°	S20°V	60°	N22E	29°	N68°V	2°	*dt*	*st*	[0]
S39°E	10°	11°	N48°V	15°	16°	S83°E	71°	N 4°V	3°	S85°V	19°	*sp*	*dp*	[0]
N14°V	42°	49°	S76°E	30°	41°	S38°V	34°	N41°V	15°	N52°E	53°	*sp*	*dp*	[0]
N54°V	17°	60°	S87°E	70°	80°	S33°V	10°	N36°V	62°	S62°E	25°	*dt*	*st*	[0]
N49°E	33°	35°	S25°E	20°	25°	N89°V	49°	S73°E	38°	N11°E	9°	*dt*	*st*	[0]
N56°V	70°	75°	N68°E	13°	40°	S16°E	16°	S85°V	30°	N53°E	55°	*sp*	*dp*	[3], [4], [5]
S38°V	10°	11°	N48°V	18°	18°	S81°E	69°	S83°V	20°	N 5°V	6°	*dt*	*st*	[0]
N55°V	0°	0°	N35°E	30°	30°	S35°V	60°	N78°E	20°	N15°V	20°	*s-*	*d-*	[8]
N37°E	19°	20°	S47°E	18°	19°	S86°V	63°	N87°E	26°	N 6°V	2°	*dt*	*st*	[9], [16]
N43°E	22°	23°	S39°E	17°	19°	S88°V	60°	S86°E	27°	N 3°E	3°	*dt*	*st*	[9]
N39°E	19°	20°	S45°E	17°	19°	S86°V	63°	N87°E	25°	N 5°V	2°	*dt*	*st*	[9]
N46°V	20°	22°	N52°E	20°	21°	S 2°V	60°	S87°E	1°	N 3°E	28°	*sp*	*dp*	[0]
N76°E	30°	31°	S 8°E	10°	11°	N82°V	56°	N30°E	14°	S51°E	28°	*sp*	*dp*	[0]
N 4°E	15°	20°	S72°E	45°	48°	S82°V	42°	N45°E	42°	S26°E	19°	*dt*	*st*	[0]
N 4°E	20°	20°	S85°E	4°	4°	S17°V	69°	N42°V	12°	N52°E	16°	*sp*	*dp*	[0]
N77°E	41°	42°	N18°V	9°	11°	S61°V	47°	S53°V	21°	N20°E	34°	*dp*	*sp*	[0]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
61	8.III.1957 $12^h\ 21^m\ 14^s$	39°,5N ; 22°,8E	6,70	N80°E	S10°E	60°	N 2°E	N88°V	73°
62	8.III.1957 $23^h\ 35^m\ 11^s$	39°,5N ; 22°,8E	5,50	N73°E	S17°E	83°	N10°V	S80°V	46°
63	24.IV.1957 $19^h\ 10^m\ 16^s$	36°,3N ; 29°,1E	6,75	N45°E	N45°V	75°	N53°V	S37°V	70°
64	25.IV.1957 $02^h\ 25^m\ 36^s$	36°,5N ; 28°,9E	6,75	N48°E	S42°E	88°	N43°V	N47°E	65°
65	26.V.1957 $06^h\ 33^m\ 30^s$	40°,7N ; 31°,2E	7,3	N78°E	S12°E	75°	N13°V	N77°E	86°
66	23.XII.1957 $23^h\ 38^m$	45°,4N ; 26°,9E		N43°E	N47°V	38°	N 6°E	S84°E	56°
67	3.IV.1958 $02^h\ 23^m\ 40^s$	41°N ; $20°{}^1/_2$E	5,50	N 8°E	N82°V	70°	N83°V	S 7°V	85°
68	3.IV.1958 $07^h\ 18^m\ 37^s$	$35°{}^1/_4$N ; $27°{}^1/_4$E	5,0	N42°E	N48°V	80°	N46°V	N44°E	80°
69	27.V.1958 $18^h\ 27^m\ 42^s$	36°,5N ; 27°E $h = 100-150$km	4,75	N36°E	N54°V	70°	N58°V	S32°V	77°
70	30.VI.1958 $08^h\ 42^m\ 41^s$	36°,5N ; 27°,4E h=60−100 km	5,75	N68°V	S22°V	77°	N17°E	S73°E	74°
71	8.VII.1958 $05^h\ 02^m\ 26^s$	50°,8N ; 10°,2E		N2°V	S88°V	64°	N70°E	S20°E	57°
72	17.VII.1958 $05^h\ 37^m\ 08^s$	$40°{}^3/_4$N ; $23°{}^1/_4$E	5,50	N49°E	N41°V	64°	N50°V	S40°V	71°
73	15.XI.1958 $05^h\ 42^m\ 42^s$	37°,7N ; 22°E	5,50	N57°E	N33°V	60°	N38°V	S52°V	80°
74	29.I.1959 $23^h\ 24^m\ 30^s$	71°N ; 8°E		N24°V	S66°V	81°	N64°E	S26°E	70°
75	25.IV.1959 $00^h\ 26^m\ 41^s$	37°N ; 28°,5E	6,25	N55°E	N35°V	85°	N38°V	S52°V	59°
76	25.IV.1959 $01^h\ 05^m\ 42^s$	37°N ; 28°,5E	5,60	N66°E	N24°V	86°	N27°V	S63°V	58°
77	31.V.1959 $12^h\ 15^m$	45°,8N ; 27°,6E	5,25	N22°V	S68°V	70°	N45°E	S45°E	42°
78	10.VI.1959 $04^h\ 16^m\ 03^s$	$35°{}^3/_4$N ; $24°{}^1/_4$E	5,50	N18°E	N72°V	54°	N84°E	S 6°E	59°
79	26.VI.1959 $13^h\ 46^m\ 34^s$	45°,6N ; 26°,5E $h = 140$ km	5,00	N13°E	N77°V	63°	N88°E	S 2°E	60°
80	17.VIII.1959 $01^h\ 33^m\ 14^s$	41°N ; $19°{}^1/_2$E	6,0	N8°E	N82°V	70°	N83°V	S 7°V	85°

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
S88°E	17	21°	N10°V	30°	32°	S27°V	53°	N44°E	34°	N52°V	9°	*st*	*dt*	[0]
N80°E	44°	44°	N17°V	7°	11°	S66°V	44°	S51°E	23°	N21°E	35°	*dp*	*sp*	[0]
N37°E	20°	20°	S45°E	15°	16°	S77°V	63°	N88°E	24°	N 6°V	3°	*dt*	*st*	[9]
S47°V	25°	25°	N42°V	2°	3°	N52°E	64°	S3°V	17°	N82°V	18°	*sp*	*dp*	[9], [17]
S77°V	4°	4°	N12°V	15°	14°	S28°E	75°	N58°V	14°	N33°E	8°	*dt*	*st*	[17]
N84°V	34°	60°	S47°E	52°	68°	N18°E	17°	S58°V	70°	S68°E	8°	*st*	*dt*	[3] [4] [5]
N 7°E	5°	5°	S82°E	20°	20°	S88°V	70°	S36°E	10°	N50°E	17°	*sp*	*dp*	[0]
S44°V	10°	10°	S48°E	10°	10°	N 3°V	75°	S87°V	1°	S 3°E	14°	*sp*	*dp*	[9]
N32°E	13°	14°	S54°E	20°	21°	N88°V	65°	N77°E	23°	S11°E	6°	*dt*	*st*	[0]
N73°V	16°	16°	N22°E	13°	13°	S32°E	68°	S63°V	4°	N25°V	20°	*sp*	*dp*	[0]
N20°V	33°	36°	N88°E	26°	32	S30°V	45°	N57°V	3°	N36°E	43°	*sp*	*dp*	[0]
N40°E	19°	22°	S41°E	26°	28°	N83°V	56°	S 1°V	5°	N88°E	34°	*sp*	*dp*	[0]
N52°E	10°	12°	S33°E	30°	31°	N56°V	58°	S13°V	13°	S85°E	28°	*sp*	*dp*	[0]
N26°V	20°	21°	N66°E	9°	9°	S 2°E	67°	N°70V	9°	N22°E	20°	*sp*	*dp*	[0]
N52°E	31°	31°	S35°E	5°	5°	S65°V	59°	N 5°E	19°	S76°E	23°	*sp*	*dp*	[9]
N63°E	32°	32°	S24°E	4°	4°	S74°V	58°	N16°E	19°	S64°E	23°	*sp*	*dp*	[9]
N45°V	48°	55°	N68°E	20°	33°	S 7°E	36°	N30°E	52°	N85°V	16°	*dt*	*st*	[3], [4]
N 6°V	31°	39°	S72°E	36°	43°	S56°V	37°	N48°E	50°	S37°E	5°	*dt*	*st*	[0]
N 2°V	30°	34°	S77°E	27°	32°	S50°V	48°	N40°V	4°	N55°E	43°	*sp*	*dp*	[2], [3], [4]
N 7°E	5°	5°	S82°E	20°	20°	S88°V	70°	S36°E	10°	N50°E	17°	*sp*	*dp*	[0]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
81	5.X.1959 $20^h\ 34^m\ 06^s$	41°N ; 19°$^1/_2$E	5,50	N22°E	N68°V	46°	N74°V	S16°V	84°
82	7.X.1959 $08^h\ 30^m\ 41^s$	41°N ; 19°$^3/_4$E	5,25	N22°E	N68°V	39°	N78°V	S12°V	81°
83	15.XI.1959 $17^h\ 08^m\ 41^s$	37°,8N ; 20°,5E h = 100 km		N46°E	S44°E	54°	N52°V	N38°E	79°
84	1.XII.1959 $12^h\ 38^m\ 49^s$	38°N ; 20°,1E	5,25	N88°E	S 2°E	80°	N 2°E	N88°V	73°
85	3.I.1960 $20^h\ 19^m\ 34^s$	39°,3N ; 15°,3E h=250—290km	6,20	N12°E	N78V°	34°	N48°E	S42°E	62°
86	4.I.1960 $12^h\ 51^m\ 55^s$	44°,6N ; 27°,1E h = 100 km	5,40	N 7°V	N83°E	43°	N15°E	N75°V	47°
87	26.I.1960 $20^h\ 27^m\ 05^s$	46°,0N ; 26°,5E h = 150 km	5,25	N43°V	N47°E	45°	N18°V	S72°V	47°
88	1.II.1960 $11^h\ 59^m\ 39^s$	35°N ; 22°,8E	5,50	N24°E	N66°V	69°	N87°E	S 3°E	40°
89	21.II.1960 $08^h\ 13^m\ 32^s$	36°N ; 4°,1E	5,75	N11°E	S79°E	57°	N85°V	N 5°E	83°
90	29.II.1960 $23^h\ 41^m\ 14^s$	30°,5N ; 9°,6V	5,75	N27°E	S63°E	65°	N 63°V	N27°E	90°
91	12.III.1960 $11^h\ 54^m\ 01^s$	42°N ; 21°E	5,50	N 2°E	N88°V	70°	N83°E	S 7°E	63°
92	10.IV.1960 $22^h\ 05^m\ 25^s$	37°,8N ; 27°,6E		N30°V	S60°V	58°	N48°E	S42°E	70°
93	26.V.1960 $05^h\ 10^m\ 11^s$	40°,6N ; 20°,6E	6,30	N 4°E	N86°V	59°	N80°V	N10°E	81°
94	13.X.1960 $02^h\ 21^m$	45°,8N ; 26°,6E h = 150 km	5,50	N30°V	N60°E	46°	N17°V	S73°V	45°
95	5.XI.1960 $20^h\ 20^m\ 54^s$	39°,4N ; 20°,5E h = 49 km	5,75	N 1°E	N89°V	64°	N89°E	S 1°E	88°
96	5.XII.1960 $21^h\ 21^m\ 52^s$	36°N ; 6°,5 V h = 50 km		N38°E	N52°V	70°	N54°V	S36°V	83°
97	6.VII.1962 $09^h\ 16^m\ 19^s$	38°N ; 20°$^1/_4$E	5,50	N33°E	S57°E	86°	N58°V	N32°E	80°
98	21.VIII.1962 $18^h\ 09^m\ 01^s$	41°,2N ; 15°,1E h = 40 km	5,75	N67°E	S23°E	59°	N43°V	N47°E	58°
99	21.VIII.1962 $18^h\ 19^m\ 28^s$	41°,2N ; 15°,1E h = 40 km	6,0	N43°E	N47°V	77°	N38°V	N52°E	58°
100	28.VIII.1962 $10^h\ 59^m\ 55^s$	37°,7N ; 23°E h = 120 km	6,75	N24°E	N66°V	52°	N89°V	S 1°V	61°
101	10.IX.1962 $09^h\ 36^m\ 28^s$	33°,6N ; 27°,5E h = 33 km	5,5	N42°E	S48°E	59°	N54°V	N36°E	80°

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
N16°E	6°	8°	S68°E	44°	44°	N80°V	44°	N53°E	35°	S17°E	25°	*dt*	*st*	[0]
N12°E	9°	15°	S68°E	51°	52°	N86°V	38°	S18°E	26°	N 48°E	41°	*sp*	*dp*	[0]
S38°V	11°	12°	N44°V	36°	36°	S65°E	52°	S82°V	33°	N 2°E	17°	*dt*	*st*	[0]
S88°E	17°	17°	N 2°V	10°	10°	S62°V	71°	S43°E	4°	N44°E	19°	*dp*	*sp*	[0]
N42°V	28°	58°	S78°E	56°	70°	S38°V	17°	N 2°V	66°	S54°E	15°	*dt*	*st*	[0]
S75°E	43°	75°	S83°V	47°	75°	N 4°E	12°	N84°V	3°	S 3°V	78°	*sp*	*dp*	[3], [4]
N72°E	43°	72°	S47°V	45°	72°	N30°V	12°	N60°E	2°	S25°E	78°	*sp*	*dp*	[2], [3], [4]
N 3°V	50°	55°	S66°E	21°	34°	S40°V	33°	N73°E	52°	N38°V	16°	*dt*	*st*	[0]
S 5°V	7°	9°	N79°V	33°	33°	N85°E	56°	S48°V	27°	N33°V	17°	*dt*	*st*	[0]
S27°V	0°	0°	N63V	25°	25°	S63°E	65°	S71°V	17°	N14°V	17°	*d-*	*s-*	[19]
N 7°V	27°	28°	S88°E	20°	22°	S34°V	55°	N44°E	34°	N47°V	4°	*dt*	*st*	[0]
N42°V	20°	23°	N60°E	32°	33°	S20°V	50°	S80°E	8°	N 5°E	37°	*sp*	*dp*	[0]
S10°V	9°	11°	S86°E	31°	32°	N67°V	58°	N49°E	16°	S33°E	28°	*dp*	*sp*	[0]
N73°E	45°	80°	S60°V	44°	80°	N25°V	6°	N67°E	2°	S10°E	84°	*sp*	*dp*	[3], [4], [6]
N 1°V	2°	3°	S89°E	26°	26°	S87°V	64°	N42°E	20°	S42°E	16°	*dt*	*st*	[0]
N36°E	7°	8°	S52°E	20°	20°	N70°V	68°	S 6°E	9°	N81°E	20°	*sp*	*dp*	[0]
S32°V	10°	10°	N57°V	4°	5°	N55°E	80°	S78°V	10°	S12°E	3°	*dt*	*st*	[0]
S47°V	32°	38°	N23°V	31°	36°	S79°E	42°	N78°V	45°	S13°V	1°	*dt*	*st*	[0]
S52°V	32°	33°	S47°E	13°	14°	N22°E	56°	N83°V	14°	S 2°E	31°	*dp*	*sp*	[0]
N1°E	29°	38°	S66°E	38°	44°	S65°V	38°	S29°E	6°	N54°E	51°	*sp*	*dp*	[0]
S36°V	10°	12°	N48°V	31°	31°	S70°E	56°	S80°V	28°	N 3°V	14°	*dt*	*st*	[9]

sintetizate în coloanele 5—10 ale tabelei 1 au fost reprezentate în figura 1, în care s-au schiţat de asemenea, după Kober [22], principalele tendinţe ale sistemului orogenetic mediteranean-alpin. Pentru majoritatea cutremurelor s-a reprezentat cartografic direcţia celor două plane *a* şi *b*.

Înlăturarea ambiguităţii în soluţia planului de falie a fost efectuată — şi în consecinţă s-a reprezentat grafic doar soluţia aleasă — numai pentru cele 20 de cutremure din regiunea Vrancea, pentru cutremurul al cărui epicentru este situat în vecinătatea ţărmului bulgar al Mării Negre şi pentru alte 7 cutremure : 4 dintre ele cu epicentrele în nordul Turciei, 1 cu epicentrul în Grecia şi celelalte două cu epicentrele în apropierea ţărmului de sud-vest al Turciei (fig. 1).

Modul în care s-a înlăturat ambiguitatea a fost arătat de Constantinescu şi Enescu [3], [4] şi de Enescu [6] pentru cutremurele din Vrancea şi pentru cel cu epicentrul în apropierea ţărmului bulgar.

Cît priveşte celelalte 7 cutremure, pentru 4 dintre ele (nr. 22, 32, 44 şi 53) ambiguitatea a fost înlăturată de Aki [20] cu ajutorul datelor rezultate din studiul undelor de suprafaţă, iar pentru celelalte 3 (nr. 18, 49 şi 65), cu epicentrele în zona faliei anatoliene, posibilitatea determinării planului de falie efectiv a fost oferită de informaţiile geologice privitoare la această importantă falie [23].

Criteriile adoptate pentru înlăturarea ambiguităţii în acest ultim caz sînt următoarele :

— situarea epicentrelor în regiunea afectată de falie ;

— coincidenţa direcţiei unuia dintre planele nodale cu direcţia faliei observate ;

— concordanţa dintre deplasarea relativă a blocurilor (deplasare dextrală) pentru falia observată şi pentru acela dintre planele nodale care este paralel cu planul faliei.

Este în afară de orice îndoială că soluţia de mecanism arată că cutremurul se datoreşte deplasării blocurilor unei falii care a existat anterior, falia anatoliană.

În ceea ce priveşte celelalte 73 de cutremure nu există în prezent nici o bază obiectivă pentru înlăturarea ambiguităţii care afectează soluţiile de plan de falie. Pentru cîteva dintre aceste cutremure s-ar putea încerca o astfel de înlăturare numai recurgînd la ipoteze. Asemenea ipoteze pot fi formulate pe baza cîtorva criterii, cum sînt de exemplu :

— coincidenţa dintre orientările unuia dintre planele nodale pentru cutremure succesive cu focare care au practic aceleaşi coordonate ;

— paralelismul între asemenea plane nodale şi orientările fracturilor observate în regiunea epicentrală corespunzătoare ;

— concordanţa sistematică dintre orientarea unuia dintre planele nodale şi caracteristicile majore ale sistemului orogenetic mediteranean alpin.

Pe baza unor asemenea ipoteze se pot sugera următoarele posibilităţi de înlăturare a ambiguităţii :

1. În cazul cutremurului de la Agadîr (nr. 90) se poate adopta ca plan de falie efectiv planul nodal *a*, care este susţinut în ampla informaţie dată de Rothé [24] şi care a fost ales şi de Petrescu şi Purcaru [25],

care au ajuns practic la aceeaşi soluţie de plan de falie ca şi a lui Schäffner [19], adoptată în lucrarea noastră.

2. Pentru cutremurele cu epicentrele în Africa de nord (nr. 33, 42, 59 şi 89), planele de falie ar fi reprezentate de planele nodale *b*, care au o orientare generală de la vest spre est, în concordanţă cu principalele informaţii geologice, geomorfologice şi geotectonice de care dispunem [26].

3. Cutremurele cu epicentrele în regiunea Mării Tireniene (nr. 4, 8, 21, 35, 48 şi 85) şi acelea cu epicentrele în Italia (nr. 17, 98 şi 99) ar putea avea ca plan de falie planul nodal *b*. Indicaţii în acest sens sînt date de consideraţii geologice [27], precum şi de compararea datelor privitoare la seismicitatea regiunii respective cu informaţiile geologice şi tectonice [21], [28].

4. Orientarea generală după direcţii aproape nord-sud a planului nodal *a*, în cazul cutremurelor cu epicentrele în regiunea Dinarizilor (nr. 67, 80, 81, 91, 93 şi 95) sugerează că acest plan ar putea fi planul de falie.

5. Unele informaţii seismologice, precum şi geologice şi tectonice, par să conducă la concluzia că pentru cutremurele cu epicentrele în Grecia şi în vecinătatea ei imediată, planul de falie ar putea fi reprezentat de acele plane nodale a căror direcţie este orientată în general NV-SE [29].

În concluzie, adăugînd la informaţiile mai sigure — rezultate dintr-o înlăturare obiectivă a ambiguităţii — informaţiile suplimentare furnizate de consideraţiile ipotetice de mai sus, s-ar putea exprima principalul rezultat al cercetărilor privitoare la geometria procesului de faliere, spunînd că pentru majoritatea cutremurelor din suprafaţa cercetată falierea are loc după direcţii paralele cu tendinţele principale ale lanţului alpin.

Cinematica falierei. Examinîndu-se coloanele 11—16 ale tabelei 1 privitoare la poziţiile posibile ale vectorului mişcare, se remarcă predominanţa mişcării de alunecare în direcţie pentru cutremurele superficiale ($h < 60$ km).

Un comentariu util se poate face cu privire la natura falierei, comparîndu-se rezultatele cercetărilor noastre cu cele obţinute anterior de Scheidegger [1] pe baza unui număr mai mic de cutremure europene. Principalele elemente ale acestei comparaţii sînt date în tabela 2, în

Tabela 2

Regiunea	Toate cutremurele					Cutremure superficiale					Sursa
	N	*s*	*d*	*i*	*s/d*	*N*	*s*	*d*	*i*	*s/d*	
Europa	101	77,2	22,8	0	3,4	75	91,0	9,0	0	10,4	[0]
	17	88,2	11,8	0	7,5	16	90,6	9,4	0	9,7	[1]
Glob	265	68,8	28,9	2,3	2,4	179	75,7	22,9	1,4	3,3	

ale cărei coloane sînt indicate pentru „toate cutremurele" studiate şi pentru cele superficiale dintre ele : numărul total luat în consideraţie (N)

şi, în procente, contribuţia la acest număr a celor cu mişcare predominant alunecare în direcţie (s), predominant alunecare în înclinare (d) sau nedeterminată (i), precum şi raportul $\frac{s}{d}$. Este de remarcat că în rezultatele noastre numărul cutremurelor de tipul alunecare în direcţie rămîne predominant faţă de acelea cu alunecare în înclinare pentru „toate cutremurele", ca şi pentru cele superficiale, pe cînd raportul $\frac{s}{d}$ manifestă o reducere în primul caz şi o creştere în cel de-al doilea în comparaţie cu rezultatele lui Scheidegger. Tendinţa pusă în evidenţă de analiza noastră, bazată pe un număr mai mare de cutremure, este în sensul unei mai bune concordanţe cu distribuţia mondială pentru „toate cutremurele", dar manifestă o abatere mai pronunţată de la distribuţia corespunzătoare pentru cutremurele superficiale.

Explicaţia acestui fapt trebuie căutată în prezenţa printre cutremurele supuse analizei noastre a cutremurelor „adînci" din Vrancea şi din Marea Tireniană, cu mişcare predominantă alunecare în înclinare, cele dintîi cu falie predominant inversă, cele de pe urmă cu falie predominant normală.

În privinţa tipului de şoc, datele din coloanele 23 şi 24 ale tabelei 1 indică în general cvasiegalitatea numerelor de cutremure de compresiune şi de dilatare. Acest rezultat fusese stabilit de Scheidegger [1] pentru întregul glob, dar nu pentru Europa. Tabela 3, care reprezintă pentru

Tabela 3

Regiunea	Toate cutremurele					Cutremure superficiale					Sursa
	N	t	p	i	t/p	N	t	p	i	t/p	
Europa	101	47,5	47,5	5,0	1,0	75	50,7	44,0	5,3	1,2	[0]
	17	52,9	17,6	29,4	3,0	16	56,2	12,5	31,2	4,5	[1]
Glob	265	35,8	40,8	23,4	0,9	179	35,8	40,8	23,5	0,9	

comparaţia dintre rezultatele noastre şi ale lui Scheidegger privitoare la tipul de şoc echivalentul a ceea ce a fost tabela 2 pentru natura falierii, conţine în mod asemănător pentru „toate cutremurele" şi pentru cele superficiale : numărul de cutremure (N) şi, în procente, ceea ce reprezintă din acest număr cutremurele de compresiune (p), cele de dilatare (t) şi cele nedeterminate (i); de asemenea este dat raportul $\frac{t}{p}$.

Se vede că în rezultatele lui Scheidegger distribuţia europeană a tipului de şoc este cu totul diferită de cea mondială, pe cînd în rezultatele noastre distribuţia europeană arată o tendinţă clară de a se apropia de distribuţia mondială. Numărul mic de cutremure mai adînci care intră în analiza noastră face imposibil să se decidă dacă există o

diferență categorică între raportul $\frac{t}{p}$ pentru cutremurele superficiale și pentru cele mai adînci, așa cum a găsit Ritsema [30].

Date fiind calitățile diagnostice pentru analiza tectonică ale „direcției nule", desemnată anterior „vector nul", am reprezentat grafic componenta ei orizontală în figura 2 împreună cu aceeași reprezentare schematică a lanțului alpin ca în figura 1, pentru a se găsi legătura dintre orientările acestei direcții și principalele caracteristici tectonice.

În privința cutremurelor din Vrancea și din Marea Tireniană, ambele categorii avînd focarele în regiuni cu o arcuire pronunțată a lanțurilor muntoase și cu mari anomalii izostatice [31], se poate vorbi de un paralelism clar între direcția nulă și tendințele principale ale sistemului orogenetic, așa cum sînt puse în evidență de cutare. Numai pentru puține cutremure produse în aceste regiuni se observă o tendință de transversalitate în raport cu lanțul muntos.

Dacă pentru cutremurele mai adînci din Vrancea și din Marea Tireniană componenta orizontală a direcției nule este în general mult mai mare decît componenta ei verticală, situația se inversează pentru majoritatea cutremurelor superficiale. În consecință, componentele orizontale mai mici ale direcției nule nu arată în ansamblu regularități în raport cu direcțiile majore geomorfologice. Totuși, pentru cîteva grupuri de cutremure superficiale se pot menționa cîteva regularități în această privință, de exemplu în cazul cutremurelor dinaridice (nr. 67, 80, 81 și 93), pentru care componenta orizontală a direcției nule este clar transversală față de direcția munților (și a țărmului).

Dinamica falierii. Informațiile privitoare la dinamica falierii urmează să fie obținute, în cadrul concepției teoriei dislocației, cu ajutorul stării de tensiuni din focare și al corelării principalelor ei particularități cu caracteristicile de suprafață. Pentru a se obține asemenea informații s-au reprezentat cartografic în figura 3 componentele orizontale ale tensiunilor de comprimare ce acționează în focarele cutremurelor discutate în lucrarea de față.

Pentru majoritatea acestor cutremure se poate recunoaște în figura 3 tendința de transversalitate a tensiunilor de comprimare față de orientările principale ale caracteristicelor tectonice alpine indicate de lanțurile muntoase și cutele lor [26], precum și față de direcțiile țărmurilor. Este evident că în asemenea cazuri orientările planului în care acționează tensiunile de dilatare și cele intermediare sînt paralele cu caracteristicile de suprafață menționate.

Sîntem astfel îndreptățiți să generalizăm o concluzie la care ajunsesem în studiul stării de tensiuni din focarele cutremurelor de la cotul arcului carpatic [2], [3], [4], afirmînd că pentru întreaga zonă mediteraneană-alpină forțele care au determinat geomorfologia și tectonica diverselor ei regiuni au fost de aceeași natură cu cele care continuă să fie active în prezent în focarele seismice ale regiunilor respective.

★

OBSERVAȚII FINALE

Nu este cazul să repetăm aici rezultatele și concluziile cercetărilor prezentate în lucrarea de față. Pare, totuși, să fie utile cîteva cuvinte asupra semnificației lor. După cum s-a enunțat în introducere, autorii s-au străduit să-și aducă contribuția la umplerea unei importante lacune în cunoștințele privitoare la particularitățile seismologice ale Europei. Ei nu pot pretinde că au umplut această lacună. Ceea ce pretind, totuși, este că au adus elemente importante pentru o viitoare sinteză a mecanismelor cutremurelor europene, sinteză care rămîne să fie efectuată.

Cercetările de față au fost efectuate în cadrul colaborării dintre Academia Republicii Socialiste România (Centrul de cercetări geofizice din București) și Academia Cehoslovacă de Științe (Institutul de geofizică din Praga).

Contribuția colegului D. Jianu în executarea unei părți din calcule este recunoscută cu mulțumiri.

Primită la redacție la 10 martie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. A. E. Scheidegger, *Statistical Analysis of Recent Fault-Plane Solutions of Earthquakes.* Bull. Seismol. Soc. Am., *49*, *4*, 337–347 (1959).
2. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Nature of Faulting and Stress Pattern at the Foci of Some Carpathian-Arc-Bend Earthquakes.* Rev. géol. géogr., Acad. R. P. Roum., **6**, *1*, 157188 (1962).
3. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice și implicatiile lor seismotectonice.* St. cerc. geof. Acad. R. P. Rom., **1**, *1*, 51–98 (1963).
4. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Fault-Plane Solutions for Some Roumanian Earthquakes and Their Seismotectonic Implications.* J. Geophys. Res., *69*, *4*, 667–674 (1964).
5. D. Enescu, *Mecanismul de producere a unor cutremure carpatice cu focarul în scoarța terestră.* Com. Acad. R. P. Rom., **12**, *12*, 1291–1299 (1962).
6. D. Enescu, *Sursa seismică echivalentă focarelor unor cutremure din Vrancea.* Com. Acad. R. P. Rom., **12**, *12*, 1 279–1 290 (1962).
7. А. В. Введенская, Л. Рупрехтова, *Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба карпатской дуги.* Известия АН СССР, серия геофизическая, *7*, 953—965 (1961).
8. D. Enescu, P. Ionescu-Andrei, *Natura falierii și starea de tensiuni în focarul seismic din vecinătatea țărmului vestic al Mării Negre.* Probl. geofiz., Acad. R. P. Rom., *2*, 87–102 (1963).
9. D. Enescu, D. Jianu, *Natura falierii și starea de tensiuni în focarele unor cutremure din regiunea țărmului de sud-vest al Turciei.* St. cerc. geol. geof. geogr., seria geofiz., Acad. R. P. Rom., **2**, *1* (1964).
10. T. Hordejuk, *Charakterystyka dynamiczna ogniska trzesienia ziemi z dnia 16.XI.1911.* Acta Geophys. Pol., **5**, *2*, 103–109 (1957).
11. D. Di Filippo, F. Peronaci, *Natura fisica della scossa all'ipocentro di alcuni terremoti profondi nel Mediterraneo.* Ann. Geofis., **12**, *4*, 549–566 (1959).

12. E. I. Shirokova, personal communication.
13. Н. Карапетиан, Tratat de geofizică, Moscova, 1956.
14. J. H. Hodgson, J. I. Cock, *Direction of Faulting in the Greek Earthquakes of August 9—13, 1953*. Publ. Dominion Obs. Ottawa, **18**, *8*, 149—167 (1956).
15. J. H. Hodgson, J. I. Cock, *Direction of Faulting in Some of the Larger Earthquakes of 1954—1955*. Publ. Dominion Obs. Ottawa, **19**, *6*, 223—258 (1958).
16. J. H. Hodgson, A. Stevens, *Direction of Faulting in Some of the Larger Earthquakes of 1955—1956*. Publ. Dominion Obs. Ottawa, **19**, *8*, 281 (1958).
17. Nevzat Öcal, *Determination of the Mechanism of Some Anatolian Earthquakes*. Publ. Dominion Obs. Ottawa, **24**, *10*, 365—370 (1960).
18. Hans-Joachim Schäffner, *Die Grundlagen und Auswerteverfahren zur seismischen Bestimmung von Erdbebenmechanismen*. Freiberger Forschungshefte, C 63, Akademie-Verlag, Berlin, 1959.
19. Hans-Joachim Schäffner, *Tabelle kinematischer Erdbebenherd-parameter*. Veröffentl. Nr. 115, Inst. Angew. Geophys., Freiberg.
20. Keiti Aki, *Study of Love and Rayleigh Waves from Earthquakes with Fault-Plane Solutions or with Known Faulting*, Part 2, Application of the Phase Difference Method. Bull. Seismol. Soc. Am., **54**, *2*, 529—558 (1964).
21. D. Di Filippo, F. Peronaci, *Indagine preliminare della natura fisica del fenomeno che ha originato il periodo sismico irpino dell'Agosto 1962*. Ann. Geofis., **16**, *4*, 625—643 (1963).
22. L. Kober, *Tektonische Geologie*. Berlin-Zehlendorf, Gebr. Borntraeger, 1942.
23. Charles F. Richter, *Elementary Seismology*. San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1958, p. 611—618.
24. J. P. Rothé, *Le séisme d'Agadir et la séismicité du Maroc*. Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc, *154*, 7—29 (1962).
25. G. Petrescu, G. Purcaru, *Cutremurul de la Agadir (1960.II.29)*. St. cerc. geof., **1**, *2*, 269—276 (1963).
26. L. U. De Sitter, *Structural Geology*. New York, Mc Graw-Hill, 1956, p. 344—347 și 395—396.
27. C. Grandjacquet, L. Glengeand, *Structures mégamétriques et évolution de la mer Tyrrhénienne et des zones péritytrrhéniennes*. Bull. Soc. Géol. France, **4**, *5*, 760—773 (1963).
28. D. Di Filippo, F. Peronaci, *La sismicita del „Campo fagliato" dell'Atorno*. Ann. Geofis., *17*, *1*, 195—210 (1964).
29. A. G. Galanopoulos, *On Mapping of Seismic Activity in Greece*. Ann. Geofis., **16**, *1*, 37—100 (1963).
30. A. R. Ritsema, *Pacific and „Mediterranean" Earthquake Mechanisms*. Trans. Am. Geophys. Un., **38**, *3*, 349—353 (1957).
31. J. W. De Bruyn, *Isogam Maps of Europe and North Africa. Geophys. Prosp.*, **3**, *1*, 1—14 (1955).

DISLOCAȚIILE ȘI MECANISMUL CUTREMURELOR DE PĂMÎNT[1]

DE

LIVIU CONSTANTINESCU

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

În acord cu definiția geofizicii, ca aplicare a principiilor și tehnicilor fizicii la rezolvarea problemelor privind „toate aspectele planetei Pămînt și ale spațiului înconjurător" (Berkner, 1962), rolul fizicii în cercetările geofizice este dublu : teoretic și practic. În consecință, manifestările ei pot fi întîlnite în cadrul conceptelor cercetării geofizice (adică în teoriile fundamentale și în interpretări), precum și în procedeele ei metodologice (adică în măsurători și în prelucrarea datelor de observație). De exemplu, concepțiile magnetohidrodinamice au revoluționat studiul perturbațiilor geomagnetice și ipotezele privitoare la originea cîmpului geomagnetic principal ; spectroscopia de masă a condus la determinări de vîrstă absolută cu vaste implicații geofizice și geologice ; studii la presiuni și temperaturi ridicate au furnizat informații utile asupra comportării materiei în condiții comparabile cu cele existente în interiorul adînc al Pămîntului ; cercetări asupra relaxării de spin și asupra „pompării optice" au făcut posibilă realizarea magnetometrelor cu rezonanță protonică și cu vapori de rubidiu etc.

Obiectul acestui articol de sinteză este de a prezenta o dare de seamă generală asupra unui punct din lista care menționează domeniile geofizicii influențate de fizica modernă și anume dislocațiile, în legătură cu studiile asupra mecanismului de producere a cutremurelor de pămînt.

---

[1] Articol de sinteză bazat pe o conferință ținută la al X-lea Simpozion al Asociației geofizicienilor unguri, Budapesta, septembrie 1964.

Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série Géophysique, **9**, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 3, NR. 2, P. 193–201, BUCUREȘTI, 1965.

Ceea ce se urmăreşte să se prezinte nu este o analiză exhaustivă a subiectului, căci nu este posibilă nici chiar o trecere cuprinzătoare în revistă a principalelor lui aspecte, ci mai curînd o sinteză rezumativă a evoluţiei, cu cîteva scurte observaţii asupra etapelor mai semnificative ale ei.

MODELAREA TEORETICA A FOCARELOR SEISMICE

Este bine cunoscut că, în cele mai multe cazuri, cutremurele de pămînt au un caracter tectonic, fiind datorite deplasărilor suferite de blocuri ale crustei terestre sau ale mantalei superioare de-a lungul unor falii formate atunci sau preexistente. Regularităţi în distribuţia semnelor (şi, într-o măsură mai redusă, a raporturilor amplitudinilor) primelor sosiri ale undelor seismice la diferite staţiuni seismologice au permis să se deducă, în cadrul teoretic al unor ipoteze simplificatoare, cîteva caracteristici ale fenomenelor din focarul cutremurului luat în considerare. Cercetările din acest domeniu — studii de mecanism al cutremurelor sau soluţii de plan de falie — sînt bazate pe modelarea *focarelor reale* prin *surse sau nuclee teoretice* echivalente (echivalenţă însemnînd aici identitate între cîmpurile de deplasare corespunzătoare).

La ora actuală, două surse teoretice sînt considerate, în esenţă, ca reprezentative pentru focarele seismice (fig. 1) : *cuplul simplu cu moment* (sursa I, corespunzătoare unei concepţii care ţine seama numai de aspectele mecanice ale fenomenelor din focar) şi *cuplul dublu fără moment* (sursa II, imaginată pe baza unei concepţii cu un caracter mai fizic în explicarea acestor fenomene).

De altfel, sursa II poate fi considerată ca o combinare de două surse I, adică drept un dublu cuplu cu moment, cu condiţia ca sursele componente să satisfacă anumite cerinţe (egală mărime, ortogonalitate a direcţiilor forţelor lor, anticoincidenţă a momentelor, adică opoziţie de semn). Această echivalenţă, sugerată deja de consideraţii geometrice simple (fig. 2), poate fi dovedită riguros (Steketee, 1958).

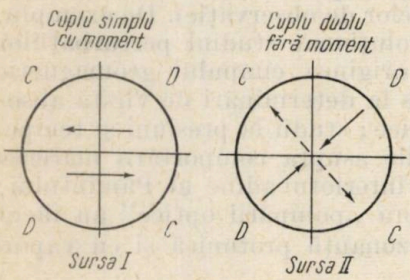


Fig. 1

Dacă se examinează separat semnele în cîmpurile de deplasare corespunzătoare celor două surse pentru undele longitudinale şi pentru cele transversale, se găseşte identitate în primul caz (model P identic), dar deosebire categorică în al doilea (model S diferit). Un acord perfect a fost pus în evidenţă, în această privinţă, între teorie şi rezultatele experienţelor de modelare (fig. 3), atît pentru modelul P, cît şi pentru modelul S (Lavin şi Howell, 1963). Astfel, pentru stabilirea tipului de sursă teoretică (sursă I sau sursă II) corespunzătoare unui focar de cutremur real este necesar să se studieze cîmpul de deplasare al undelor P, precum şi acela al undelor S.

În privința corespondenței dintre focarele reale și sursele teoretice încă nu s-a ajuns la o concluzie definitivă. Există cazuri de cutremure pentru care cîmpul de deplasare corespunde aceluia al sursei I, pe cînd pentru altele sursa II se potrivește cel mai bine. Considerații fizice (Chinnery, 1960), precum și unele rezultate (de exemplu Constantinescu și Enescu, 1962 și 1964) sugerează, totuși, că sursa II este mai frecvent adecvată pentru reprezentarea focarelor reale. În discuția asupra tipului I de sursă în opoziție cu tipul II, și anume care modelează cel mai bine focarele cutremurelor reale, un argument puternic pentru cel din urmă pare a fi substratul lui fizic, reprezentat de dislocații.

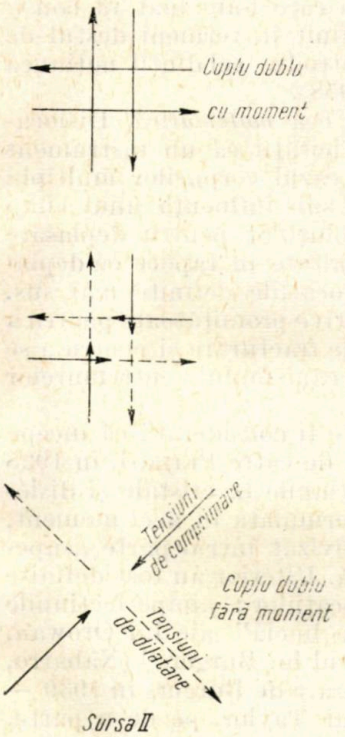


Fig. 2

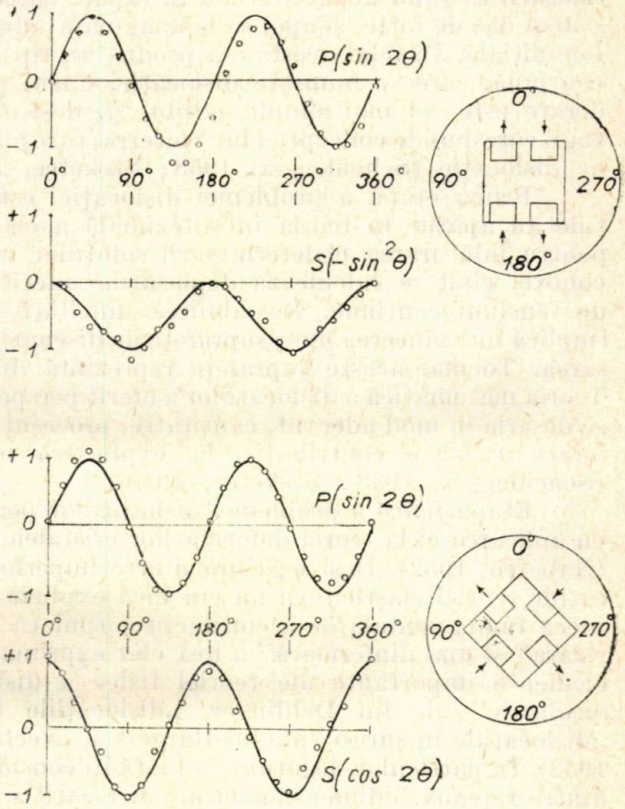


Fig. 3

ETAPE ALE TEORIEI DISLOCAȚIILOR

Considerînd evoluția problemei dislocațiilor din punctul de vedere al aplicațiilor la cercetările de mecanism al producerii cutremurelor, se pot distinge trei etape : o etapă matematică, una fizică și alta geofizică. Înainte

de a le examina este recomandabil să încercăm o conturare a noțiunii de *dislocație*, fără a recurge, totuși, la mijloace prea complicate. În acest scop este indicat să ne închipuim o tăietură făcută în interiorul unui mediu elastic pe o arie finită dintr-un plan, să considerăm cele două fețe ale tăieturii ca fiind deplasate una în raport cu cealaltă, prin aplicarea unui sistem dat de forțe, și apoi să le imaginăm aduse iarăși înapoi, în poziția lor inițială. În felul acesta s-a produs un tip particular de deplasare discontinuă, care se numește dislocație. Cazul pe care l-am luat în considerare este cel mai simplu posibil și, deși definit în termeni destul de vagi, corespunde concepției lui Volterra, care a introdus cel dintîi noțiunea de dislocație (Scheidegger, 1958; Steketee, 1958).

Prima etapă a problemei dislocației este cea *matematică*. Dislocațiile au apărut în teoria infinitezimală a elasticității ca un instrument pentru înlăturarea nedeterminării soluțiilor în cazul corpurilor multiplu conexe, cînd se calculează deplasările suferite sub influența unui cîmp de tensiuni continue. Restabilirea unicității soluțiilor pentru deplasare implică introducerea unor suprafețe de discontinuitate în raport cu deplasarea. Tocmai aceste suprafețe reprezintă dislocațiile definite mai sus. Teoria matematică a dislocațiilor a oferit perspective promițătoare pentru a se descrie în mod adecvat, cantitativ, procesul de fracturare și pentru a se aduce astfel o contribuție la explicarea mecanismului cutremurelor (Scheidegger, 1958; Steketee, 1958).

Etapa *fizică* a problemei dislocațiilor poate fi considerată că începe cu aplicarea ei la teoria deformărilor cristalelor, de către Prandtl, în 1928 (Nabarro, 1952). Deși legătura dintre imperfecțiunile în cristale și dislocațiile teoriei elasticității nu era încă explicit formulată în acel moment, ideea fundamentală de a considera corpul ca divizat într-o parte „superioară" și una „inferioară" a fost clar exprimată. Ulterior au fost definite elemente importante ale teoriei fizice a dislocațiilor: „imperfecțiunile localizate" ale lui Dehlinger, „dislocațiile în buclă" ale lui Orowan, „dislocațiile în șurub" ale lui Burgers și „vectorul lui Burgers" (Nabarro, 1952). În particular, legătura — luată în considerare de Burgers în 1939 — dintre rețeaua bidimensională de dislocații a lui Taylor, pe de o parte, și dislocațiile elastice ale lui Volterra, pe de alta, a fost aceea care a condus la definirea „dislocațiilor în șurub", orientate de-a lungul unor linii în planul de alunecare, paralel cu direcția de alunecare. Ansamblul de cunoștințe obținut pe această cale a căpătat o formă ordonată și constituie în prezent un capitol important al fizicii corpului solid.

Din acest capitol a evoluat etapa *geofizică* a problemei dislocațiilor. Aplicarea dislocațiilor la cercetarea mecanismului cutremurelor și, în general, la descrierea fenomenelor de fracturare a fost sugerată de faptul că există discontinuități în componentele deplasării după direcții transversale față de suprafețele de fractură. Pentru teoria fizică a dislocațiilor au fost necesare adaptări importante la condițiile proprii noului domeniu de aplicare. În consecință, aceasta a condus la o formă modificată a ei, care ar putea fi numită teoria geofizică a dislocațiilor. Caracteristicile ei derivă, în primul rînd, din scara la care este considerat acum procesul de fracturare. În timp ce în teoria fizică a dislocațiilor, particularități

specifice își au originea în considerarea explicită a dimensiunilor rețelei cristaline ca semnificative pentru discontinuitatea procesului de fracturare, teoria geofizică a dislocațiilor este bazată pe „considerații cvasicontinue". Aplicabilitatea unor astfel de ipoteze cu greu poate fi pusă la îndoială, cel puțin ca o primă aproximație, dat fiind ordinul de mărime al distanțelor implicate în procesul de faliere în comparație cu distanțele atomice.

Pe lîngă aceasta au fost făcute o serie de simplificări pentru a se asigura posibilitatea de a se supune fenomenele de fracturare din focarele seismice unui tratament matematic adecvat. Astfel, a fost necesar să se neglijeze prezența și intervenția mai multor factori importanți ca : gravitatea, curbura Pămîntului, magnetismul, temperatura, neomogenitatea etc. și să se considere fractura ca rezultînd din dislocații într-un corp infinit (sau semiinfinit), izotrop și omogen, pentru care sînt valabile legile teoriei clasice a elasticității.

Mai mult decît atît, cu tot caracterul dinamic al fenomenului luat în considerare, teoria geofizică a dislocațiilor este obligată de mari dificultăți matematice să-și restrîngă practic domeniul la aspectele statice ale problemelor ei, excluzînd de fapt, din considerațiile ei riguros cantitative, fenomenele tranzitorii asociate cu cutremurele (de ex. procesul de generare a undelor seismice). Extinderea la cazul dinamic a rezultatelor obținute în discutarea stării de echilibru nu este, evident, imposibilă în principiu, dar tratarea matematică se lovește de dificultăți considerabile.

În rezumat se poate spune că teoria geofizică a dislocațiilor reprezintă un cadru de cercetare destul de schematic, în care procesul de fracturare este considerat ca produs de dislocații într-un mediu elastic continuu, izolat de acțiunea altor agenți și cvasilipsit de caracteristicile lui dinamice.

APLICAREA TEORIEI DISLOCAȚIILOR LA STUDII DE MECANISM AL CUTREMURELOR

În ciuda limitărilor impuse de asemenea simplificări, teoria geofizică a dislocațiilor a fost aplicată cu succes la conturarea cîtorva caracteristici focale. Plecînd de la faptul că în cele mai multe cazuri cutremurele sînt produse prin alunecare de-a lungul unei falii, teoria a conceput inițial mecanismul lor focal ca o eliberare de dislocații de forfecare (Housner, 1955). Ordinul de mărime al fenomenelor din focar și caracterul finit al deplasărilor discontinue care se produc au fost luate în considerare cînd s-a stabilit formalismul matematic reclamat de o descriere cantitativă (Scheidegger, 1958). Folosindu-se asemănarea dintre faliere și deplasările datorite unei dislocații mobile — studiu efectuat de Nabarro (1952), — a fost posibilă elaborarea unei surse focale teoretice (sursa II, menționată mai înainte), concepută ca un cuplu dublu fără moment (Vvedenskaia, 1956). În bun acord cu datele de observație pentru un mare număr de cutremure, în ceea ce privește cîmpurile de deplasare — așa cum s-a

amintit mai înainte — această sursă teoretică a teoriei dislocaţiilor s-a dovedit în stare să furnizeze şi unele informaţii asupra stării de tensiuni din focarele seismice.

Într-adevăr, deoarece formarea unei fracturi în regiunea focală este însoţită de suprimarea de tensiuni pe suprafaţa de faliere, fenomenul poate fi considerat ca rezultînd dintr-o aplicare bruscă de tensiuni determinate de forţe distribuite pe întreaga arie de faliere. Tensiunile statice pe această arie, care sînt suprimate în momentul falierii — tensiuni care acţionează în focar — pot fi determinate prin consideraţii geometrice relativ simple. Starea de tensiuni este ea însăşi cu totul simplă, direcţiile tensiunilor de comprimare şi de dilatare — reciproc ortogonale — fiind acelea ale bisectoarelor unghiurilor axelor de coordonate (fig. 4) şi reprezentînd principalele elemente cantitative ale situaţiei (sistemul de referinţă este rectangular, cu una din axe orientată după direcţia de alunecare).

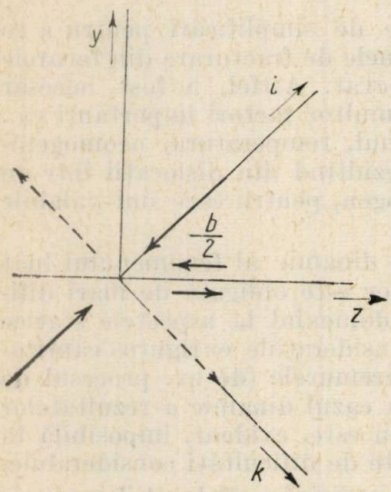


Fig. 4

Cîteva elemente suplimentare importante cu caracter fizic au fost adăugate ulterior teoriei dislocaţiilor aplicate cercetărilor de mecanism focal, în particular prin luarea în considerare a neomogenităţilor din cîmpul de tensiuni ca „dislocaţii în buclă" (Droste şi Teisseyre, 1960). Prin aceasta s-a mărit eficienţa procedeului în cercetarea stării de tensiuni şi s-a uşurat abordarea interpretării implicaţiilor ei seismotectonice.

În general, se pot sublinia următoarele contribuţii valoroase aduse de teoria dislocaţiilor, în etapa ei geofizică, în cercetările privind mecanismul cutremurelor de pămînt : imaginea unei surse teoretice bazate pe un sistem de forţe distribuit în volum (mai apropiată de situaţia reală decît sursele punctiforme), posibilitatea de a se obţine unele indicaţii asupra stării de tensiuni în focare şi perspective mai favorabile de interpretare a rezultatelor soluţiilor de plan de falie.

Cîteva indicaţii mai sînt de menţionat în privinţa eventualelor dezvoltări ale acestei teorii şi ale aplicaţiilor ei la studiul mecanismului cutremurelor. Rezultate care constituie deja informaţii interesante, dar care sînt şi mai importante prin ceea ce promit pentru viitor, privesc eliberarea de energie în timpul cutremurelor (Enescu, 1961) şi dimensiunile focarelor în legătură cu determinarea rezistenţei crustei terestre (Chinnery, 1964). Mari speranţe sînt legate, de asemenea, de extinderea şi adaptarea consideraţiilor statice la cazul dinamic, precum şi de luarea în considerare a neomogenităţii mediului, adică de o mai bună abordare a realităţii.

PRINCIPALE REZULTATE FURNIZATE DE SOLUȚIILE DE PLAN DE FALIE

Chiar concepțiile actuale ale teoriei geofizice a dislocațiilor pot furniza, aplicate la cercetările privitoare la mecanismul focal al cutremurelor, nu numai un cadru de investigație intrinsec coerent, ci și instrumente utile pentru interpretarea rezultatelor lor. În particular, implicațiile seismotectonice ale soluțiilor de plan de falie obținute în acest cadru par să reprezinte o bază mai solidă pentru considerații geodinamice, care astfel sînt practic condamnate să rămînă lipsite de un suport obiectiv.

Exemple care să ilustreze aceste aspecte ale problemei pot fi găsite din abundență în literatura de specialitate, în articole de sinteză (Stauder, 1962) sau în lucrări speciale (de ex. Droste și Teisseyre, 1960 ; Constantinescu și Enescu, 1964). În general, din soluțiile de plan de falie rezultă trei categorii de date care s-au dovedit de un interes deosebit pentru concluziile privitoare la tectonica adîncă. Una din aceste categorii de date este specific caracteristică pentru utilizarea sursei teoretice a teoriei dislocațiilor.

Mai întîi, ca pentru orice sursă teoretică, rezultă pozițiile posibile ale planelor de falie și, dacă este asigurată înlăturarea ambiguității legată de operația de alegere între cele două plane nodale, chiar orientarea planului real de faliere, determinată prin direcția de întindere și prin înclinare. Reprezentarea cartografică a acestor informații pentru o regiune dată poate să fie deosebit de elocventă pentru principalele caracteristici tectonice ale acesteia.

În al doilea rînd, independent de ambiguitatea menționată, se obține „direcția nulă", numită anterior „vectorul nul" (Hodgson, 1957), ca intersecție a celor două plane nodale, element de interes particular pentru concluziile de ordin seismotectonic, date fiind calitățile sale de instrument diagnostic pentru tectonica regională. Orientările acestei direcții într-o anumită regiune pot fi folosite pentru corelări cu particularitățile geomorfologice de suprafață.

În al treilea rînd — și iarăși depinzînd de cunoașterea planului real de faliere, dar reprezentînd de astă-dată un element specific pentru concepțiile teoriei dislocațiilor — există posibilitatea de a se deduce caracteristicile principale ale stării de tensiuni din focare. Stabilirea orientărilor tensiunilor de compresiune (și, *ipso facto*, ale celor de dilatare) s-a dovedit a fi utilă în considerații orogenetice și în corelări, pe baza cartării regionale, cu anomaliile izostatice.

Bineînțeles, asemenea informații depind într-o largă măsură, în ceea ce privește autenticitatea lor, de gradul de certitudine a datelor pe care ele se bazează. În această privință se pare că o atenție specială trebuie acordată efectelor eventuale ale unor ipoteze excesiv de simplificatoare. Ca un exemplu ar putea fi citată ipoteza omogenității mediului în regiunea focarului. Experiențe pe modele au dovedit că, pentru sursa teoretică II, neomogenitățile din apropierea sursei pot modifica nu numai amplitudinile, ci chiar semnele primelor sosiri de unde seismice în puncte

exterioare „focarului" (Lavin și Howell, 1963), de unde pericolul de a se obține soluții false de plan de falie în cazul focarelor situate în regiuni cu astfel de neomogenități.

OBSERVAȚIE FINALĂ

Evident, există încă multe alte aspecte ale problemei dislocațiilor, în legătură cu cercetările de mecanism al cutremurelor, care ar necesita să fie menționate. Oricît de restrînsă ca dimensiuni, prezentarea care precedă poate, totuși, să dea o idee despre principalele puncte ale problemei și despre posibilitățile și limitările ei.

Un mod potrivit de a încheia această prezentare ar consta în a sublinia că, departe de a constitui un corp de cunoștințe bine stabilite, teoria geofizică a dislocațiilor este în stare, totuși, să ofere un cadru adecvat pentru efectuarea cu succes a cercetărilor de mecanism al cutremurelor. Și, în această ordine de idei, succes înseamnă simultan obținerea de rezultate semnificative în problema abordată și perfecționarea instrumentului folosit în acest scop.

Primită la redacție la 15 martie 1965

BIBLIOGRAFIE

Berkner, Lloyd V., *Geophysics Today*. Trans. Am. Geophys. Un., **43**, (2), 159—166 (1962).

Chinnery M. A., *Some Physical Aspects of Earthquake Mechanism*. J. Geophys. Res., **65** (*11*), 3852—3854 (1960).

Chinnery M. A., *The Strength of the Earth's Crust under Horizontal Shear Stress*. J. Geophys. Res., **69** (*10*), 2085—2089 (1964).

Constantinescu, Liviu, D. Enescu, *Nature of Faulting and Stress Pattern at the Foci of Some Carpathian-Arc-Bend Earthquakes*. Rev. Géol. Géogr., Acad. R. P. Roum., **6**, (*1*), 157—188 (1962).

Constantinescu Liviu, D. Enescu, *Fault-Plane Solutions for Some Roumanian Earthquakes and Their Seismotectonic Implications*. J. Geophys. Res., **69** (*4*), 667—674 (1964).

Droste Sophia, Roman Teisseyre, *The Theory of the Dislocation Processes and Its Application to the Pacific Region*. Bull. Seismol. Soc. Am., **50** (*1*), 57—70 (1960).

Enescu D., *K opredeleniu energhii izluceaemoi oceagami zemletreasenii v vide seismiceskih voln*. Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. gheofiz., *10*, 1472—1474 (1961).

Hodgson, John D., *The Null Vector as a Guide to Regional Tectonic Patterns*. Publ. Dominion Obs. Ottawa, **20** (*2*), 369—384 (1957).

Housner George W., *Properties of Strong Ground Motion Earthquakes*. Bull. Seismol. Soc. Am., **45** (*3*), 197—218 (1955).

Lavin, P. M., B. F. Howell, Jr., *Model Studies of Effects of Near-Source Velocity Discontinuities on First Motion Patterns*. Bull. Seismol. Soc. Am., **53** (*5*), 933—954 (1963).

NABARRO F. R. N., *The Mathematical Theory of Stationary Dislocations*. Adv. in Phys., **1** (*3*), 269–394 (1952).

SCHEIDEGGER A. E., *A Survey of the Mathematics Available for Describing Fracture*. Canad. J. Phys., **36** (*3*) 300–308 (1958).

STAUDER WILLIAM, S. J., *The Focal Mechanism of Earthquaqes*. Adv. in Geophys., **9**, 1–76 (1962).

STEKETEE J. A., *Some Geophysical Applications of the Elasticity Theory of Dislocations*. Canad. J. Phys., **36** (*9*) 1168–1198 (1958).

VVEDENSKAYA A. V., *Ob opredelenia polei smecenia pri zemletriaseniah s promoșciu teorii dislokații*. Izv. Akad. Nauk SSSR., Ser. gheofiz., *3*, 277–284 (1956).

TECTONICA DEPRESIUNII SARMATO-PLIOCENE ÎNTRE BUZĂU—MĂRĂȘEȘTI ȘI SIRET[1]

DE

I. GAVĂT[2], MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA, P. CONSTANTINESCU[3], A. SOLOMON[4], M. SOLOMON[3], V. TEODORESCU[4] și C. TOADER[4]

1. CADRUL STRUCTURAL ȘI CERCETĂRILE GEOLOGICE—GEOFIZICE

Zona piemontană de la curbura Carpaților Orientali acoperă o mare depresiune neogenă a avanfosei înaintată pe platformă. Între falia Cașin-Bisoca și platformă ea este umplută cu depozite groase sarmato-pliocene și poartă denumirea de „Depresiunea pericarpatică" [1] —[7]. Contrastul negativ de masă pe care aceste depozite îl impun scoarței creează un minimum regional gravimetric, [10], [11], [16], [20][5]. Alte anomalii geofizice se referă la structura eterogenă dislocată a fundamentului platformei [18]. Prospecțiunea seismometrică stabilește limitele centrului depresiv Odobești între Buzău și Mărășești și cercetează tectonica cuverturii neogene pe flancul platformic al depresiunii [21], [22][6]. În prezenta lucrare, tectonica depresiunii sarmato-pliocene este raportată la datele geologice, geofizice și de foraj din sectorul Buzău-Siret cu privire la fundament și la cuvertura lui neogenă.

[1] Comunicată sub titlul: *Tectonica depresiunii sarmato-pliocene la marginea platforme între Buzău și Mărășești* la Simpozionul Centrului de geofizică al Acad. Republicii Socialiste România, București, 1964.

[2] Institutul de petrol, gaze și geologie, București, str. Traian Vuia nr. 6.

[3] Institutul geologic al Comitetului Geologic, București, Șos. Kiseleff nr. 54.

[4] Întreprinderea prospecțiuni și laboratoare, București, Calea Griviței nr. 64.

[5] J. Andrei, R. 1959, C.G. — I. Gavăt și col., M.I.P.Ch., I.L.G. Hărți geofizice Muntenia-Oltenia, 1956.

[6] S. Buchman, R. 1958, M.I.P.Ch.; I.P.G. — I. Leontescu, R. 1953, C.G. — T.Păsat și col., R. 1957, C.G. — T. Păsat și col. R. 1958, C. G. — C. Toader și col., R. 1961, C. G. — C. Toader și col., R. 1962, C. G. — R. Blum, R. 1957, I.P.G.; M.I.P.Ch.; C.G. = Comitetul Geologic; — M.I.P.Ch. = Minist. Ind. Petr. Chim. — I.L.G. Într. Lab. Geol.; — I.P.G. = Intr. Prosp. Geol.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ.—GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3 Nr. 2, p. 203—211 BUCUREȘTI 1965

2. ANOMALIA GRAVIMETRICĂ PE PARALELUL ODOBEŞTI

Profilul analizat parcurge valea Milcovului şi trece la est de Siret, traversînd depresiunea prin centrul ei seismometric (fig. 1 şi 2). Axa minimului regional gravimetric coincide cu axa seismometrică, stabilind centrul (polul) depresiunii între două maxime, constatate pe flancul vestic [14][7] şi pe flancul extern pe platformă [15]. Pe acest interval al profilului transversal închiderea relativă a anomaliei este de −30 mgal între falia Caşin şi marginea platformei şi reprezintă efectul depozitelor pliocene ale depresiunii pentru un contrast de −0,15 g/cm^3. Această variaţie reprezintă numai 50% din anomalia regională precarpatică, al cărei cadru, mult mai larg, se stabileşte între două maxime regionale majore; unul este situat la vest în Carpaţi pe zona şisturilor negre din valea Covasnei, posibil pe „Cordiliera cumană" [9]; celălalt maxim apare la est pe cordiliera nord-dobrogeană a platformei, acoperită în pliocen (promontoriul Lascăr Catargiu) [8], [15]. Închiderea gravimetrică pe direcţie a Depresiunii pericarpatice prezintă o terminaţie nordică pe valea Trotuşului şi o terminaţie sudică pe valea Buzăului; între marginea Platformei moldoveneşti pe Trotuş-Siret şi marginea Platformei moezice pe Buzău (Istriţa), variaţia gravitaţiei de −30 mgal [20] este de acelaşi ordin ca şi pe profilul transversal (fig. 2), avînd aceeaşi origine. Pe axa depresiunii între valea Rîmnicului Sărat şi valea Milcovului apare un maximum transversal, care se discută mai departe în legătură cu structura fundamentului.

3. FUNDAMENTUL DEPRESIUNII ÎN SECTORUL BUZĂU-SIRET-TROTUŞ

Fundamentul aparţine de soclul platformei; structura lui eterogenă s-a constituit în ere prealpine [6], [18] şi prezintă trei compartimente majore: blocul hercinic la NE de-a lungul Siretului în continuarea catenei nord-dobrogene; blocul intermediar (caledonian-proterozoic) în prelungirea zonei şisturilor verzi din Dobrogea centrală şi soclul mai vechi precambrian (baikalian) al Platformei moezice la SV pe valea Buzăului. Delimitarea este geofizică (gravimetrică şi magnetică), dar este controlată şi prin foraj în mai multe localităţi pe marginea platformei (fig. 1). La est de Siret se arată aşezarea discordantă a sarmaţianului şi pliocenului pe cristalinul promontoriului nord-dobrogean; la Romanul sarmaţianul transgresează pe şisturi verzi, iar la Bordei Verde cuvertura platformei, îngroşată cu depozite mezozoice şi paleozoice inferioare, stă pe acelaşi fundament. Zona şisturilor verzi este delimitată în Dobrogea centrală de două fracturi majore (Pecineaga şi Capidava), caracterizate magnetometric şi gravimetric [8], [12], [15]; extinderea lor spre nord-vest se urmăreşte după aceleaşi caracteristici geofizice şi în sectorul Buzău-Siret al Depresiunii pericarpatice, unde delimitează compartimentul central din fundament [18]. În Dobrogea centrală se înscrie un maxim gravimetric

[7] J. Andrei, *op. cit.*

pe zona şisturilor verzi; o variaţie de acelaşi sens s-a remarcat între Rîmnicul Sărat şi Milcov pe axa depresiunii; această variaţie jalonează extinderea zonei şisturilor verzi controlată prin foraj la Romanul şi Bordei Verde în fundamentul platformei. Trebuie remarcată îngroşarea considerabilă a pliocenului pe compartimentul zonei şisturilor verzi în coincidenţă cu centrul seismometric al depresiunii, situat în apropiere de Odobeşti pe Milcov (fig. 1); ea arată intensificarea subsidenţei la finele pliocenului şi colmatarea activă a depresiunii în sectorul Buzău-Siret, prin scufundarea compartimentului dintre fracturile majore Pecineaga şi Capidava în Depresiunea pericarpatică. Totodată a avut loc deblocarea fundamentului pe fracturi cu direcţii meridiane, caracterizate gravimetric [15], [18] pe cursul Dunării la marginea vestică a Dobrogii şi pe alte linii în sectorul Buzău-Siret (fig. 1). Alte studii geologice [4] sugerează existenţa unei creste adînc îngropate în fundament pe falia Caşin; existenţa ei se interpretează şi ca o sursă de maxime gravimetrice semnalate pe flancul de vest al Depresiunii pericarpatice [10], [11][8], la est de falie (linia maximelor de la Poduri pe Putna, Chiojdeni-Arbănaşi-Berca între Rîmnicul Sărat şi Buzău şi Istriţa la sud de Buzău). Ridicarea acestei creste a fundamentului în flancul de vest al Depresiunii sarmato-pliocene [4] după depunerea molasei inferioare a avanfosei (burdigalian-sarmaţian mediu), corelativ cu cedarea fundamentului platformei, explică formarea şi umplerea Depresiunii pericarpatice Pralea-Odobeşti-Buzău de la exterior cu molasă de tip „strate de Milcov" (sarmaţian superior-pliocen) în grosime de 5—6 km, repede colmatată de molasa fluviatilă (levantin superior-pleistocen inferior) a stratelor de Cîndeşti de 3—4 km grosime [4]. Sub acest facies, stratele de Milcov formează flancul de vest mai ridicat al Depresiunii pericarpatice de-a lungul faliei Caşin, între valea Trotuşului şi valea Rîmnicului Sărat. Mişcările mai recente au imprimat liniei Caşin caracterul de falie, deplasînd zona de subsidenţă maximă la exterior pe platformă. Falia Caşin devine în aparenţă o limită internă a depresiunii de la exteriorul avanfosei; în realitate, ea se atribuie crestei remarcate gravimetric pe linia anticlinalelor frontale Istriţa, Berca, Arbănaşi. La nord de Trotuş această linie se urmăreşte cu aceleaşi caracteristici gravimetrice de-a lungul anticlinalelor frontale Pietricica, Culmea Pleşului şi pe marginea flişului paleogen în Moldova de nord [13], [17], [18], [19]. Ea este caracterizată ca linie (falie) pericarpatică [1], [2] în prelungirea liniei Stebnik din Ucraina şi trebuie căutată la est de falia Caşin în fundamentul molasei sarmato-pliocene a avanfosei în zona de la curbura Carpaţilor Orientali. Anomalii caracteristice de gradient orizontal de gravitaţie se dispun pe mai multe linii transversale pe linia pericarpatică, de-a lungul văilor Trotuş, Rîmnicul Sărat şi Buzăului, în cîmpul fracturilor fundamentului, care întrerup continuitatea anomaliilor caracteristice de maxim gravimetric de pe creasta (linia) pericarpatică. Mişcările mai recente care s-au produs pe aceste fracturi au generat flexuri sau falii în cuvertură, ce trec din zona cutată în platformă; flexura Platformei Moldoveneşti

[8] J. Andrei, *op. cit.*

pe Trotuş, în pragul depresiunii de la sud a Bîrladului, flexura Siretului din cîmpul de fracturi a faliei Pecineaga, pe marginea de est a Depresiunii pericarpatice, şi o flexură transversală pe valea Buzăului între anticlinalele Berca şi anticlinoriul Istriţa sînt deja caracterizate geofizic şi geologic. Imaginea structurală seismometrică (fig. 1) arată în continuare reflectarea mişcărilor recente ale fundamentului în tectonica cuverturii sarmatopliocene a Depresiunii pericarpatice în sectorul Buzău-Siret-Mărăşeşti.

4. CONTURURILE SEISMOMETRICE ALE DEPRESIUNII SARMATO-PLIOCENE ÎN SECTORUL BUZĂU-MĂRĂŞEŞTI ŞI SIRET

Adîncimea maximă de investigare seismometrică este de 6 km în axa depresiunii (fig. 2). După dezvoltarea monoclinalului sarmato-pliocen pericarpatic, pe flancul de vest al depresiunii se estimează următoarele grosimi stratigrafice: tortonianul 1 000 m, sarmaţianul 1 000 m, meoţianul 1 200 m, ponţianul 1 800 m, dacianul 1 800 m, levantinul şi cuaternarul peste 3 000 m [1], [4], [5], [7]. La Odobeşti, aproape de centrul seismometric al depresiunii, grosimea totală a neogenului depăşeşte 10 km; aici informaţia seismometrică se opreşte în ponţian, pe flancul de est în platformă poate atinge fundamentul, iar pe flancul de vest parcurge toată seria neogenă pînă în sarmaţian pe măsura ridicării monoclinalului. Monotonia litologică, alternanţa repetată de marne, gresii şi nisipuri, raritatea fosilelor fac ca limitele etajelor pliocenului să aibă mai mult un caracter convenţional, iar limitele de reflexie să apară fragmentar, deşi sînt foarte numeroase. În aceste condiţii seismo-geologice s-a considerat avantajoasă alegerea unui orizont convenţional de referinţă la un nivel în ponţianul inferior, controlat prin foraje în sud pe valea Buzăului (Balta Albă), iar în nord pe Siret (Suraia şi Adjud). Corelaţia continuă pe o reţea de profile (fig. 3) închise pe orizontul convenţional ales, asigură conturele seismometrice cu o eroare relativă mai mică de 3% la valoarea izobatelor trasate pe hartă (fig. 1), adică de ± 30 m pentru adîncimi de 1 000 m, care poate merge pînă la ± 180 m pentru adîncimea maximă de 6 km a orizontului de referinţă (ponţianul inferior) atinsă în centrul seismometric al depresiunii la Odobeşti; vitezele medii efective ale undelor seismice variază după o curbă liniară pînă la adîncimea de 6 km, unde ating valori de 3 500 m/s. Contururile seismometrice redau cu o fidelitate satisfăcătoare închiderea tectonică a depresiunii şi a ondulaţiilor minore de pe flancul estic din platformă.

Gradientul maxim de grosime a pliocenului şi sarmaţianului, transgresive în platformă, dedus din datele forajului, urmăreşte treapta superioară a platformei de-a lungul Siretului pînă la confluenţa cu Buzăul, apoi pe cursul Buzăului spre sud. Gradientul mediu de grosime calculat între marginea sud-estică de pe treapta superioară a platformei (Balta Albă) şi centrul seismometric al depresiunii (Odobeşti), pentru pliocen şi

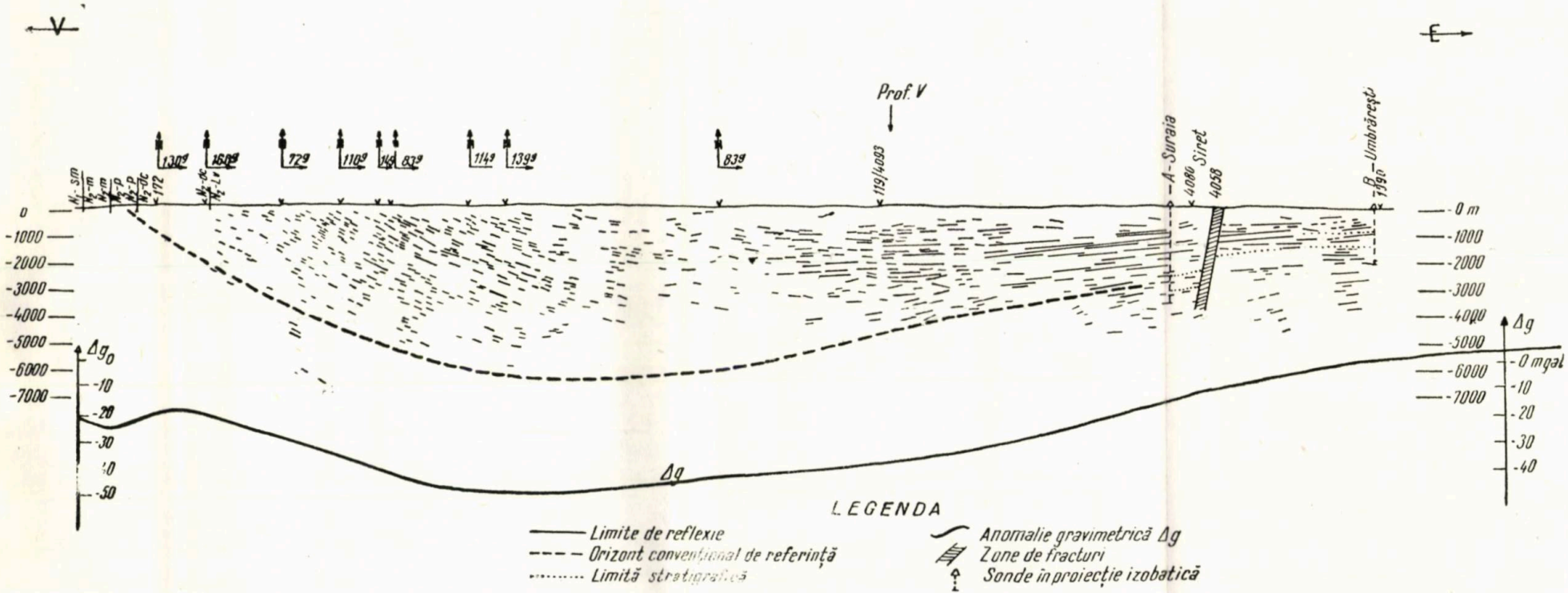
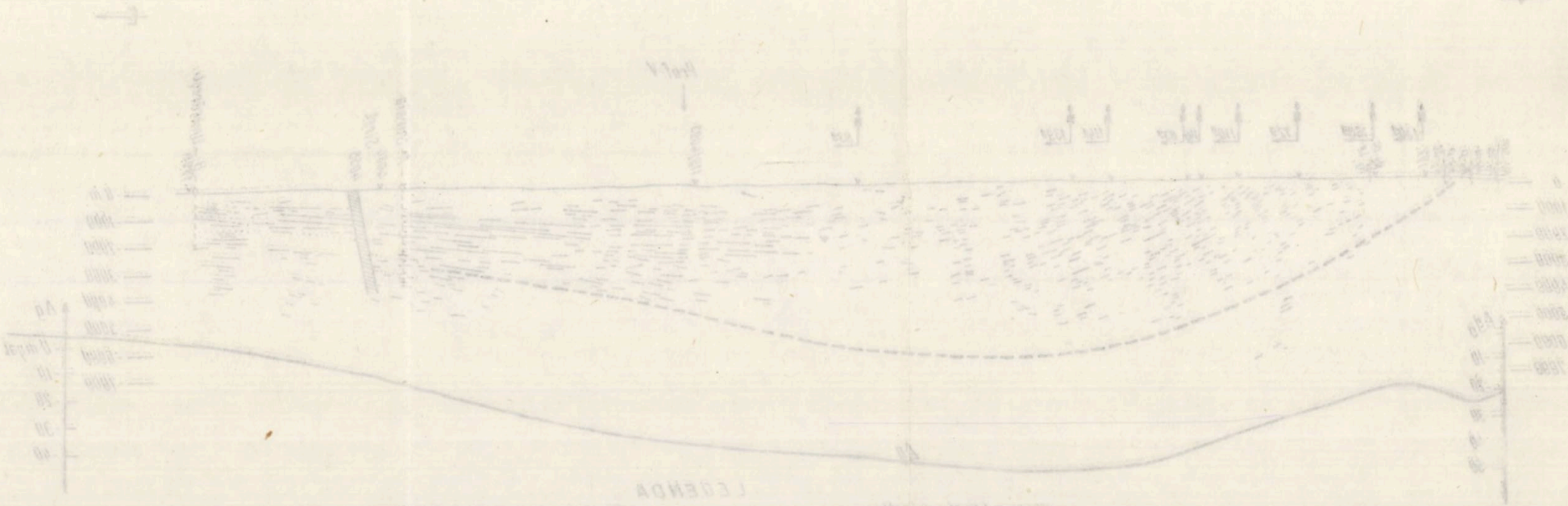


Fig. 2. — Profilul gravimetric şi secţiunea seismică transversală nr. I.



pentru sarmaţian separat, arată un ritm de creştere de peste şase ori mai mare la grosimea pliocenului, ceea ce este în raport direct cu ritmul sedimentării şi al subsidenţei în pliocen şi cu intensitatea mişcărilor tecto-

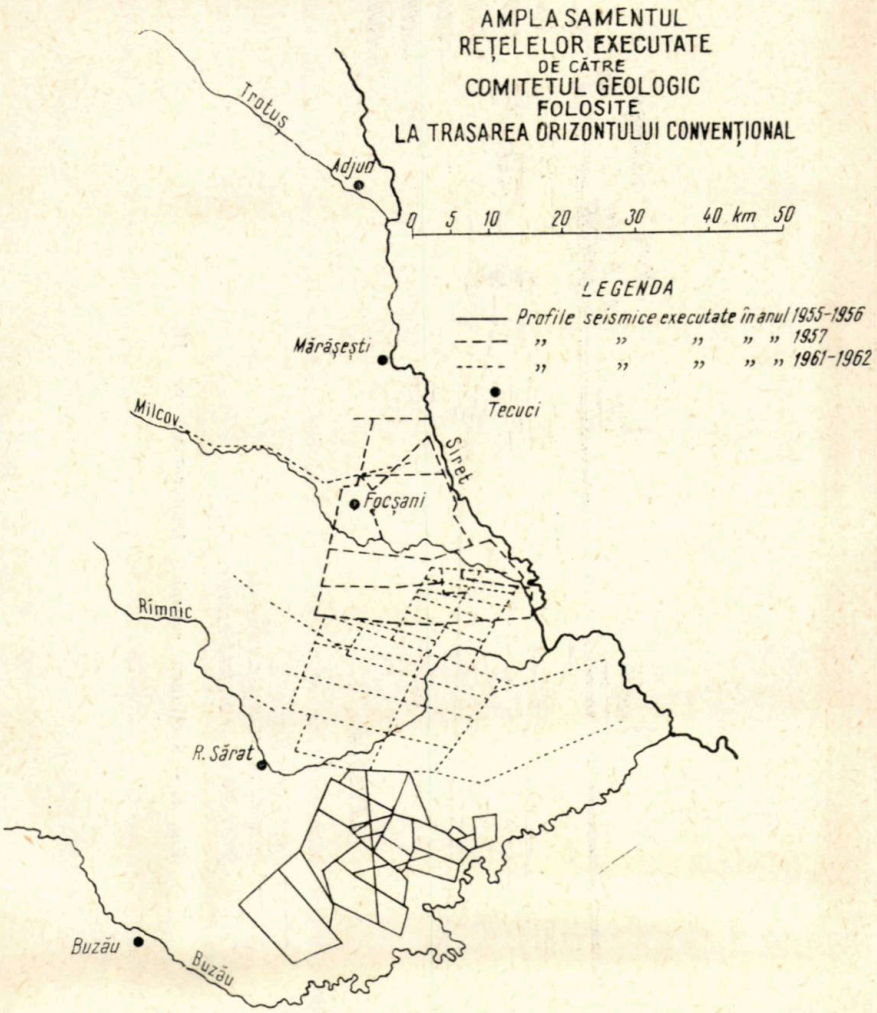


Fig. 3. — Amplasamentul reţelei de profile seismice.

nice în faza valahă. Reflectarea acestor mişcări în cuvertura neogenă a depresiunii, pe liniile de cedare ale fundamentului, se face cunoscută prin prezenţa mai multor trepte sau praguri structurale pe marginea platformei (fig. 1), care se termină la est în povîrnişul treptei majore (marginea platformei) de pe Siret şi Buzău, iar la vest pe o treaptă mai joasă cu 1 300 m, ca precedenta, ce urmăreşte cursul Rîmnicului Sărat. Între

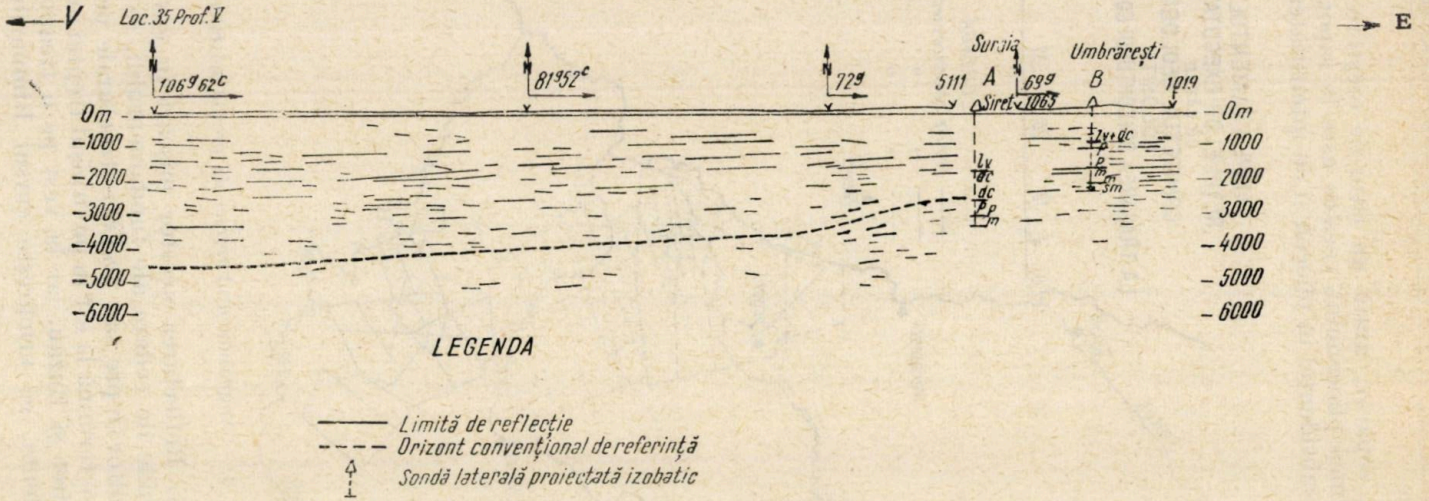


Fig. 4. — Secțiunea seismică transversală nr. II.

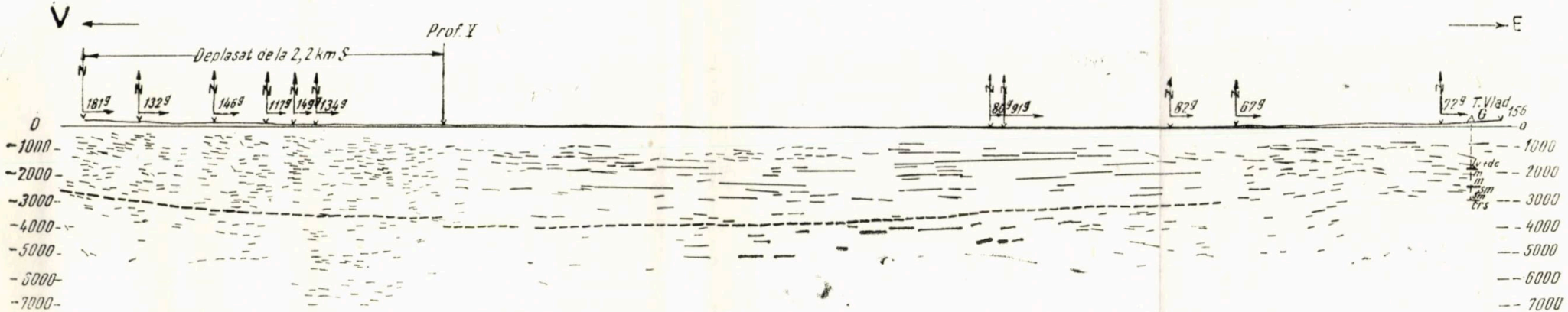
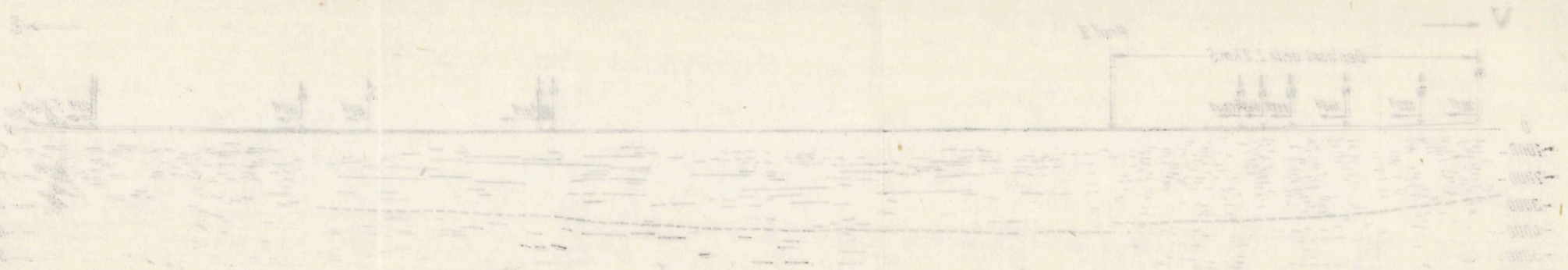


Fig. 5. — Secțiunea seismică transversală nr. III.



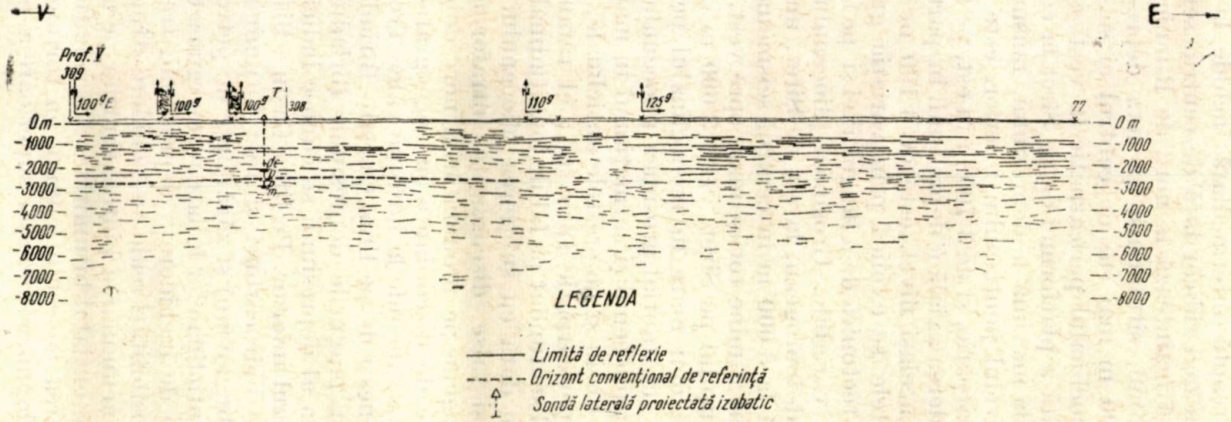


Fig. 6. — Secțiunea seismică transversală nr. IV.

ele, la 800 m mai jos ca treapta Buzăului şi 500 m mai sus de treapta Rîmnicului, se dispune treapta Roşiori-Balta Albă, care formează un prag anticlinal; această treaptă intermediară închide la sud depresiunea pe un contur cu 4 100 m mai ridicat faţă de centrul seismometric Odobeşti. Cea mai joasă treaptă înaintează la nord de Rîmnic pînă la o linie Urecheşti-Obileşti-Gologanul, situîndu-se pe axa depresiunii la 800 m mai jos, respectiv la 2 800 m mai sus de centrul ei seismometric Odobeşti; ea se rezolvă în monoclinalul pericarpatic la vest şi pe povîrnişul platformei la treapta înaltă a platformei de pe Siret la confluenţa Milcovului. Închiderea transversală maximă a depresiunii, măsurată pe profilul Milcovului (fig. 2) la nivelul ponţianului inferior, este de 6 200 m în vest, pe monoclinalul pericarpatic, şi de 3 700 m în est, pe treapta înaltă a platformei la Siret; închiderea axială a depresiunii în partea sudică Odobeşti-Buzău, măsurată pe acelaşi nivel, este de 4 100 m la treapta Roşiori—Balta Albă; diferenţele se explică prin variaţia grosimii pliocenului şi a nivelului de ridicare tectonică de-a lungul axei şi pe flancurile depresiunii, cu pante structurale variabile. Grosimea pliocenului scade considerabil pe promontoriul nord-dobrogean, la est de Siret, unde atinge un minim (1 000 m), creşte pînă la 8 000 m în centrul seismometric Odobeşti de pe Milcov, apoi scade, dar rămîne totuşi mare spre vest, nord şi sud, pînă la 2 500 m la gura Trotuşului pe Siret, peste 3 000 m în axa depresiunii pe Buzău şi considerabil mai mare în monoclinalul pericarpatic din vest; gradienţii mari reduc substanţial grosimea pliocenului la trecerea pe platformă spre est şi sud; pliocenul şi sarmaţianul în mare parte este deschis prin eroziune pe falia Caşin şi pe crestele anticlinale, care complică structura monoclinalului pericarpatic spre sud; el rămîne parţial închis cu meoţianul şi ponţianul scufundat pe faliile longitudinale ce afectează aceste cute; pe platforme, o dată cu subţierea pliocenului şi sarmaţianului se produc convergenţe şi false discordanţe intraformaţionale; transgresiunea terenurilor neogene pe promontoriul nord-dobrogean reduce total sarmaţianul pe o linie de discordanţă paleogeografică la suprafaţa cristalinului. Depresiunea se închide la nord pe valea Trotuşului, la o treaptă a Platformei moldoveneşti de pe linia Oneşti—Bîrlad [18], avînd la vest falia Caşin, iar la est pragurile depresiunii Bîrladului.

Pe flancul extern al depresiunii se cunosc indicii de hidrocarburi în sarmaţian şi în pliocenul inferior. Pe linia Caşin—Bisoca apar numeroase indicii superficiale de hidrocarburi şi roci bituminoase în tortonian şi sarmaţianul inferior (buglovian) şi zăcăminte de petrol cunoscute în meoţianul şi sarmaţianul anticlinalelor faliate pe marginea de vest a depresiunii. În condiţiile regionale de închidere a depresiunii, treptele structurale de pe flancul de est, cu posibilităţi reale de închidere structurală litologică sau hidrodinamică pentru acumularea hidrocarburilor pe marginea platformei, conturează mai larg potenţialul bituminifer al sarmaţianului şi pliocenului în legătură cu integrarea faciesului euxinic în tortonianul şi sarmaţianul inferior, premergător depunerii molasei superioare a neogenului avanfosei carpatice.

Primită la redacţie la 5 martie 1965.

BIBLIOGRAFIE

GEOLOGIE

1. I. Băncilă, *Geologia Carpaților Orientali.* Edit. științ. București, 1958 (p. 47, 48, 51—55, 57, 334—336, 343, 344).
2. I. Băncilă, E. Hristescu, *Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali)*, Asoc. geol. Carp. Balc. Congr. V (1961); Comunicări **IV**, 11—33 (1963).
3. I. Gavăt, *Geologia petrolului și a gazelor naturale*, Edit. did. pedag. București, 1964 (p. 262, 263, 280).
4. N. Macarovici, I. Motaș, L. Contescu, *Quelques observations stratigraphiques et sédimentologiques sur le pliocène de la courbure des Carpates orientales roumaines.* Asoc. Carp. Balc., Cong. VI, Varșovia, 1963.
5. G. Macovei, *Géologie stratigraphique.* Edit. tehnică, București, (1958, p. 465, 466).
6. G. Murgoci, *Cercetări geologice în Dobrogea nordică.* Opere alese. Edit. Acad. R.P.R., București, 1957 (p. 130, fig. 15, 16).
7. N. Oncescu, *Geologia R.P.R.*, Edit. tehnică, București, 1959 (p. 11, 114, 224—231, 492).

GRAVIMETRIE, MAGNETOMETRIE

8. Șt. Airinei, *Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Câmpiei Române.* Bul. șt. geol. — geogr., **7**, *1*, 155 (1955).
9. Șt. Airinei, G. Murgeanu, *Contribuții geofizice la cunoașterea fundamentului curburii Carpaților Orientali.* St. cerc. geol., **6**, *1*, 171 (1961).
10. Tr. Băcioiu, *Aspectul gravimetric al faliei Onești-Cașin.* D.S. Com. Geol. (1955—1956), București, 1962 (p. 369).
11. R. Botezatu, *Măsurători cu gravimetrul Carter în regiunea Rîmnicul Sărat* (1949). St. T. Ec., D. 3, Com. Geol., Buc. 1959.
12. R. Botezatu, Tr. Băcioiu, *Anomalia gravității în Dobrogea centrală*, Bul. șt. geol. — geogr., **2**, *2*, 237 (1957).
13. R. Botezatu, D. Stelian, *Efectul gravimetric al limitei externe a flișului în Moldova de nord*, Bul. șt. geol. geogr. **2**, *2*, 369 (1957).
14. R. Botezatu, *Cercetări gravimetrice în regiunea Vrancea de nord* (1953). D.S. Com. Geol., **XLII** (1954—1955), București, 1959.
15. R. Botezatu, Tr. Băcioiu, J. Andrei, *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est.* St. cerc. geol., **VI**, *1* (1961).
16. I. Gavăt, *Sur les anomalies du gradient horizontal de „G" aux confins des Carpates et de la Plaine roumaine au point de vue de la prospection de pétrole.* I-er Congrès int. Pétrole; Mém., Paris, 1937 et Monit. Petr. Roum. 232, București, 1938.
17. I. Gavăt, *Notă asupra lucrării „Efectul gravimetric al limitei externe a flișului în Moldova de nord".* Bul. șt. geol. — geogr., **2**, *2*, 377 (1957).
18. I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice).* Bul. șt. cerc. geof., **1**, *1*, (1963).
19. M. Visarion, *Contribuții geofizice cu privire la structura geologică a Depresiunii precarpatice din Moldova de mijloc.* As. geol. Carp. Balc., Congr. (1961), Comunicări, **VI** (1963).
20. *** *Anomalia gravimetrică Bouguer în R.P.R. (harta* 1/1 500 000). Edit. Com. Geol., București, 1956.

SEISMOMETRIE

21. P. Constantinescu, V. Teodorescu, *Prospecțiuni seismice — reflecție în regiunea Balta Albă* (1955—56). D.S. Com. Geol., **XLIV** (1955—1957), București, 1962.
22. D. Paicu, T. Păsat, *Prospecțiuni seismice regionale în regiunea Tecuci.* D.S. Com. Geol., **XLIV** (1956/1957) București, 1962.

DATE ASUPRA AGITAȚIEI MICROSEISMICE ÎNREGISTRATE LA BUCUREȘTI ÎN 1961

DE

G. PETRESCU, D. JIANU și A. GHIȘE

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

În scopul îmbogățirii datelor asupra agitației microseismice înregistrate în țara noastră, am intreprins cercetarea agitației microseismice înregistrate la București în 1961. Rezultatele obținute de noi în această lucrare completează cercetările anterioare privind agitația microseismică din România [1], [2]. În [1] se face un studiu asupra comportării agitației microseismice înregistrate la stația București în perioada 1955—1957, iar în [2] se cercetează agitația microseismică înregistrată la aceeași stație în perioada 1958—1960.

În cursul anului 1961, înregistrarea agitației microseismice la stația București s-a făcut cu ajutorul pendulilor seismici orizontali de tip Galițin cu înregistrare fotogalvanometrică. Constantele medii ale acestor aparate în 1961 sînt

	l	T_1	T	μ^2	A	$Ak/\pi l$
N	123,8	11,55	11,68	+0,199	1 125 mm	264
E	123,2	12,36	11,91	−0,188	1 125 mm	266

unde

l — lungimea redusă a pendulului,
T_1 — perioada proprie a galvanometrului
T — perioada proprie a pendulului,
μ — coeficientul de amortizare,
k — coeficientul de transmisie,
A — distanța de la oglinda galvanometrului la sulul de înregistrare.

Caracteristicile agitației microseismice — amplitudinea și perioada — pe cele două componente orizontale la orele 0, 6, 12, 18 T.M.G. s-au determinat ca valoarea medie a cinci măsurători, efectuate într-un interval de timp de 20 de minute în jurul orelor respective.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, NR. 2. P. 213—217. BUCUREȘTI. 1965.

Deoarece înregistrarea agitației microseismice s-a făcut numai pe componentele N—S și E—W, în studiul nostru trebuie să ne limităm la analiza componentei orizontale a agitației microseismice.

Calculul valorilor amplitudinii componentei orizontale la orele menționate s-a făcut cu ajutorul relației $A = \sqrt{A_N^2 + A_E^2}$, iar pentru calculul valorilor perioadei s-a utilizat relația $T = 1/2\ (T_N + T_E)$.

Pentru a avea o privire de ansamblu asupra comportării agitației microseismice în acest an, am construit un grafic într-un sistem de coordonate carteziene în care am considerat în abscisă timpul și în ordonată, în graficul din figura 1 *a*, valorile amplitudinii componentei orizontale, exprimate în microni, iar în 1 *b* valorile perioadei componentei orizontale, exprimate în secunde. Din analiza acestui grafic în ceea ce privește amplitudinea se constată următoarele :

— in intervalul ianuarie-martie, amplitudinea componentei orizontale a agitației microseismice este foarte mare. După această perioadă de maxim se constată o descreștere a valorilor amplitudinii ;

— în intervalul mai-august, valorile amplitudinii sînt aproape constante și în marea lor majoritate mai mici de 1μ, această valoare fiind depășită în foarte puține cazuri. Amplitudinea are valoare minimă în acest interval de timp ;

— începutul lunii septembrie se caracterizează printr-o creștere a valorilor amplitudinii. În perioada septembrie-decembrie, amplitudinea atinge valorile sale cele mai mari.

Scoțînd din grafic valorile maxime și minime ale amplitudinii componentei orizontale, se constată că amplitudinea a variat între 0,2 și 8,6 μ. Valoarea minimă de 0,2 μ a fost înregistrată pe data de 19 mai, orele 0, iar valoarea maximă de 8,6 μ pe data de 15 noiembrie, orele 18.

Am calculat valorile medii lunare și valoarea medie anuală a amplitudinii microseismelor. Pentru calculul celor 12 valori medii lunare am folosit relația $A = \frac{\sum_{i=1}^{n} A_i}{n}$ pentru $1 < i \leqslant 124$, unde A_i reprezintă amplitudinea componentei orizontale a agitației microseismice, calculată pentru una dintre orele menționate mai sus, iar n este numărul total de valori pe care le ia amplitudinea în luna respectivă.

Pentru calculul valorii medii anuale folosim aceeași relație, în care i poate avea valorile

$$1 < i \leqslant 1\,264.$$

În figura 2 graficul (*a*) reprezintă variația valorilor medii lunare în funcție de timp. Din analiza acestei figuri se constată că amplitudinea componentei orizontale are o variație anuală. Maximul curbei amplitudinii este atins în perioada de iarnă, iar minimul în perioada de vară. Valorile medii lunare ale amplitudinii componentei orizontale au variat în acest an între 0,5 și 2,4 μ, valoarea minimă de 0,5 μ corespunzînd lunii mai, iar valoarea maximă de 2,4 μ lunii noiembrie.

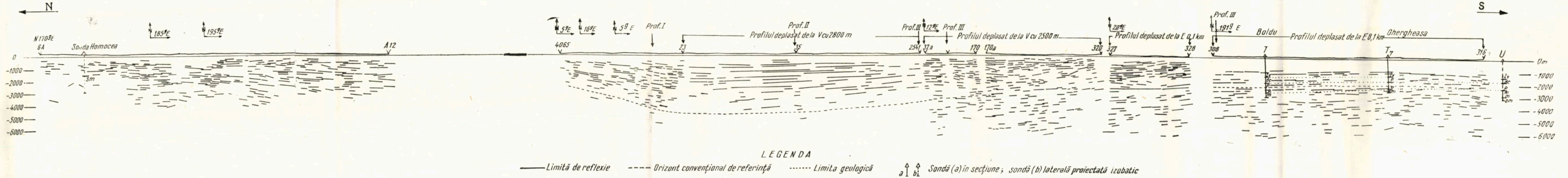


Fig. 7. — Secțiunea seismică longitudinală nr. V.

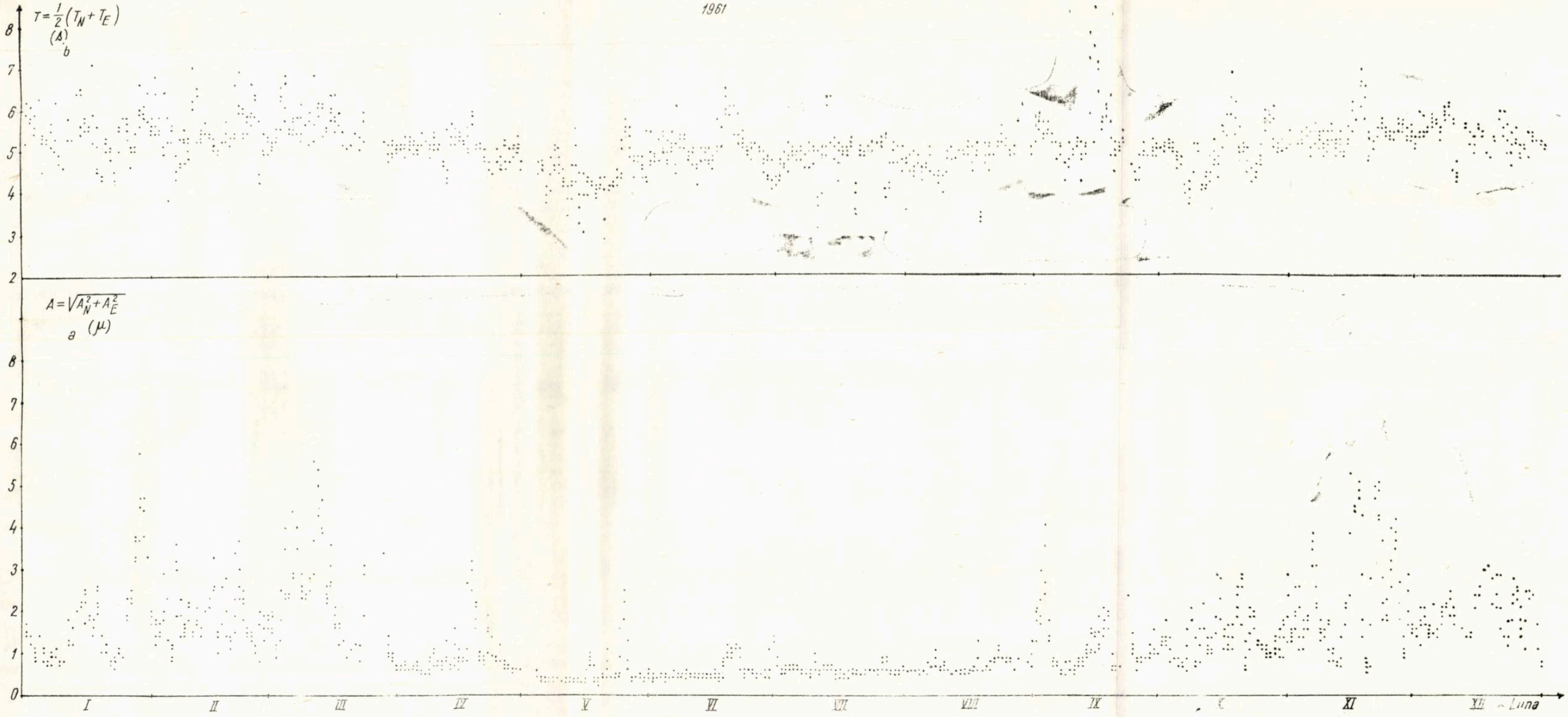
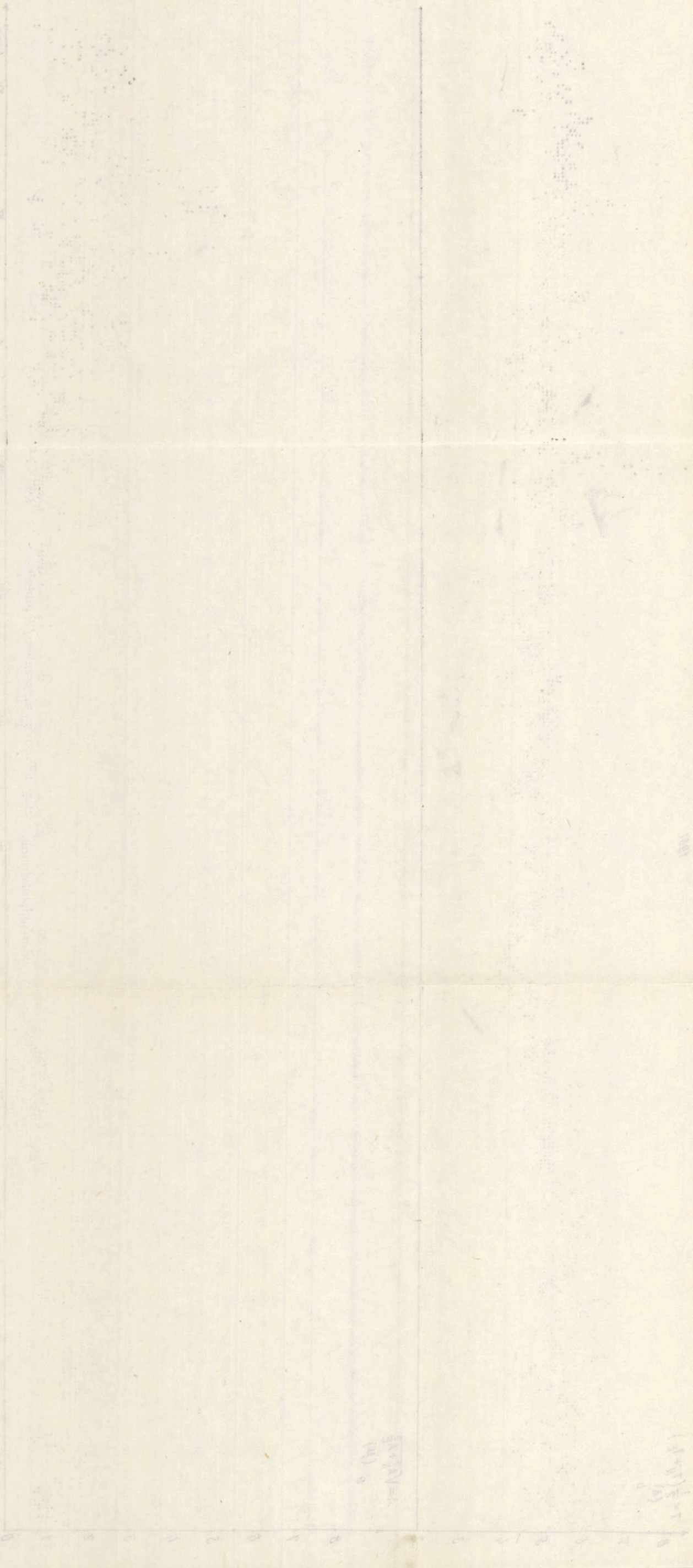

1961
$T=\frac{1}{2}(T_N+T_E)$
(s)
b
8
7
6
5
4
3
2
$A=\sqrt{A_N^2+A_E^2}$
a (μ)
8
7
6
5
4
3
2
1
0
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
Luna

Fig. 1



Valoarea medie anuală a amplitudinii componentei orizontale este de 1,3 μ. Rezultatele obținute de noi asupra variației anuale a amplitudinii componentei orizontale a agitației microseismice în 1961 sînt în bună concordanță cu alte cercetări asupra acestei probleme [3]—[6].

Studiile făcute asupra agitației microseismice au arătat că fenomenul prezintă o variație diurnă [3], [5]. Am încercat să punem în evi-

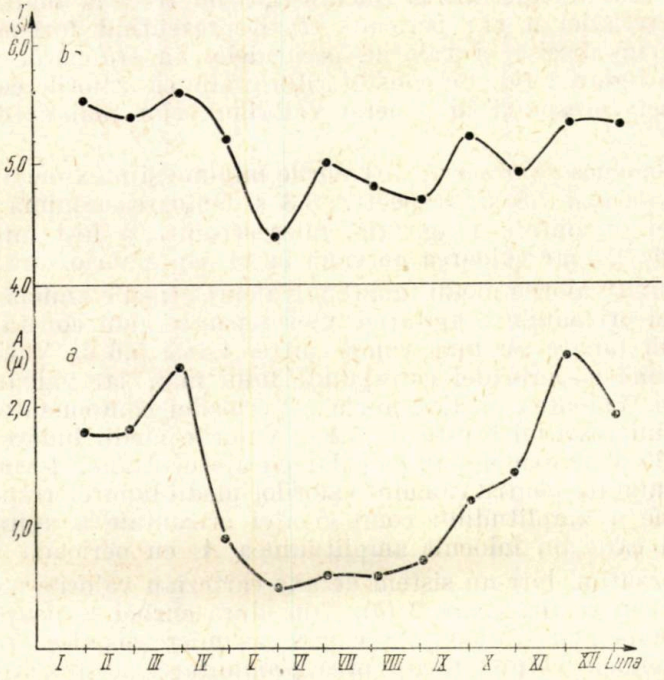


Fig. 2

dență această variație diurnă pentru anul 1961 la București, dar calculele noastre nu au condus la un rezultat favorabil.

Din cercetarea valorii medii anuale a amplitudinii agitației microseismice se constată că ea nu reprezintă media valorilor maxime și minime. Acest lucru ne-a sugerat ideea de a analiza repartiția valorilor amplitudinii componentei orizontale. Într-un sistem de axe am trecut în abscisă valorile amplitudinii, iar în ordonată frecvențele absolute ale acestor valori. Am obținut astfel curba $N = N(A)$ din figura 3 (a).

Din acest grafic se observă că frecvența absolută a amplitudinilor crește pînă cînd atinge valoarea de 0,6 μ, pentru care se înregistrează un maxim, ca apoi frecvența absolută a amplitudinii să descrească asimptotic spre zero. Numărul valorilor de 0,6 μ reprezintă aproximativ 13% din numărul total al valorilor înregistrate în 1961, deci frecvența relativă de apariție a amplitudinii de 0,6 μ este de 0,13. Valoarea maximă a frecvenței relative a amplitudinii componentei orizontale este încadrată de valori mari ale

frecvențelor relative ale amplitudinilor din imediata apropiere. Astfel frecvența relativă de apariție a amplitudinii imediate inferioare 0,5 μ reprezintă 0,6 din numărul total al valorilor amplitudinii, iar frecvența relativă de apariție a amplitudinii imediat superioare 0,7 μ reprezintă 0,7 din numărul total al valorilor amplitudinii.

Continuînd acum studiul nostru asupra comportării agitației microseismice în 1961 înregistrate la București, vom trece la analiza celei de-a doua caracteristici a ei : perioada T. Reprezentînd într-un sistem de axe timpul în abscisă și valorile perioadelor în ordonată, am obținut graficul din figura 1 (*b*). Se constată din grafic că valorile cele mai mari ale perioadei corespund în general valorilor celor mai mari ale amplitudinilor.

De asemenea se observă că valorile minime și maxime ale perioadei în acest an au fost 2,8 și, respectiv, 8,3 s. Valoarea minimă a perioadei componentei orizontale a agitației microseismice a fost înregistrată la 20 mai, orele 12, iar valoarea maximă la 14 septembrie, ora 12.

Calculînd valorile medii lunare și valoarea medie anuală a perioadei componentei orizontale a agitației microseismice, am constatat că perioadele medii lunare au luat valori între 4,4 și 5,6 s. Valoarea medie lunară minimă a perioadei corespunde lunii mai, iar valoarea maximă lunii martie. Valoarea medie anuală a perioadei componentei orizontale a agitației microseismice este de 5,1 s. Valorile medii lunare și valoarea medie anuală a perioadei s-au calculat cu ajutorul unor formule analoge celor întrebuințate pentru calculul valorilor medii lunare, respectiv valorii medii anuale a amplitudinii componentei orizontale a agitației microseismice, în care am înlocuit amplitudinea A_i cu perioada T_i.

Reprezentînd într-un sistem de axe cartezian valorile medii lunare, am obținut curba din figura 2 (*b*). Din alura curbei se poate afirma că perioada componentei orizontale a agitației microseismice are o variație anuală, maximele nefiind totuși prea pronunțate.

Ca urmare a faptului că valoarea medie anuală a perioadei componentei orizontale a agitației microseismice nu este media aritmetică a valorii maxime și minime, cît și în scopul evidențierii perioadei predominante pentru înregistrările obținute la stația seismică București în 1961, am studiat distribuția perioadei componentei orizontale a agitației microseismice. Pentru a realiza acest lucru am considerat în abscisă valorile perioadei, iar în ordonată frecvența absolută a valorilor perioadei respective. Am obținut curba de repartiție a perioadelor $N = N(T)$, unde T este o perioadă oarecare, iar N frecvența absolută a acestei perioade (fig. 3 *b*). În cadrul acestei repartiții se observă un maxim pronunțat al frecvenței absolute pentru perioada de 5,0 s. Numărul valorilor perioadei de 5,0 s reprezintă aproximativ 11% din numărul total al valorilor perioadelor din 1961, deci frecvența relativă a perioadei de 0,5 μ este 0,11. Constatăm că maximul curbei de repartiție corespunzător acestei perioade este încadrat de valori destul de mari ale frecvenței relative ale perioadelor alăturate. Astfel, frecvența relativă a perioadei de 4,9 s este 0,7, iar perioada de 5,1 s are o frecvență relativă de aproximativ 0,10.

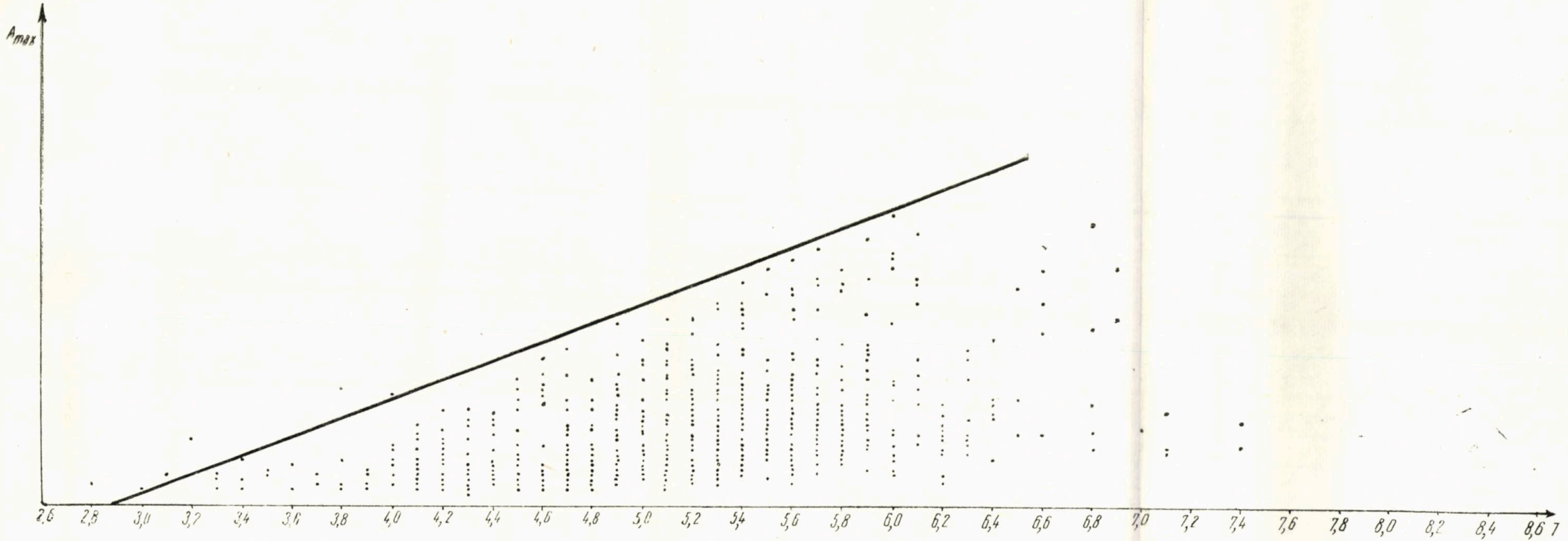

A_{max}
2,6
2,8
3,0
3,2
3,4
3,6
3,8
4,0
4,2
4,4
4,6
4,8
5,0
5,2
5,4
5,6
5,8
6,0
6,2
6,4
6,6
6,8
7,0
7,2
7,4
7,6
7,8
8,0
8,2
8,4
8,6 T

Fig. 4

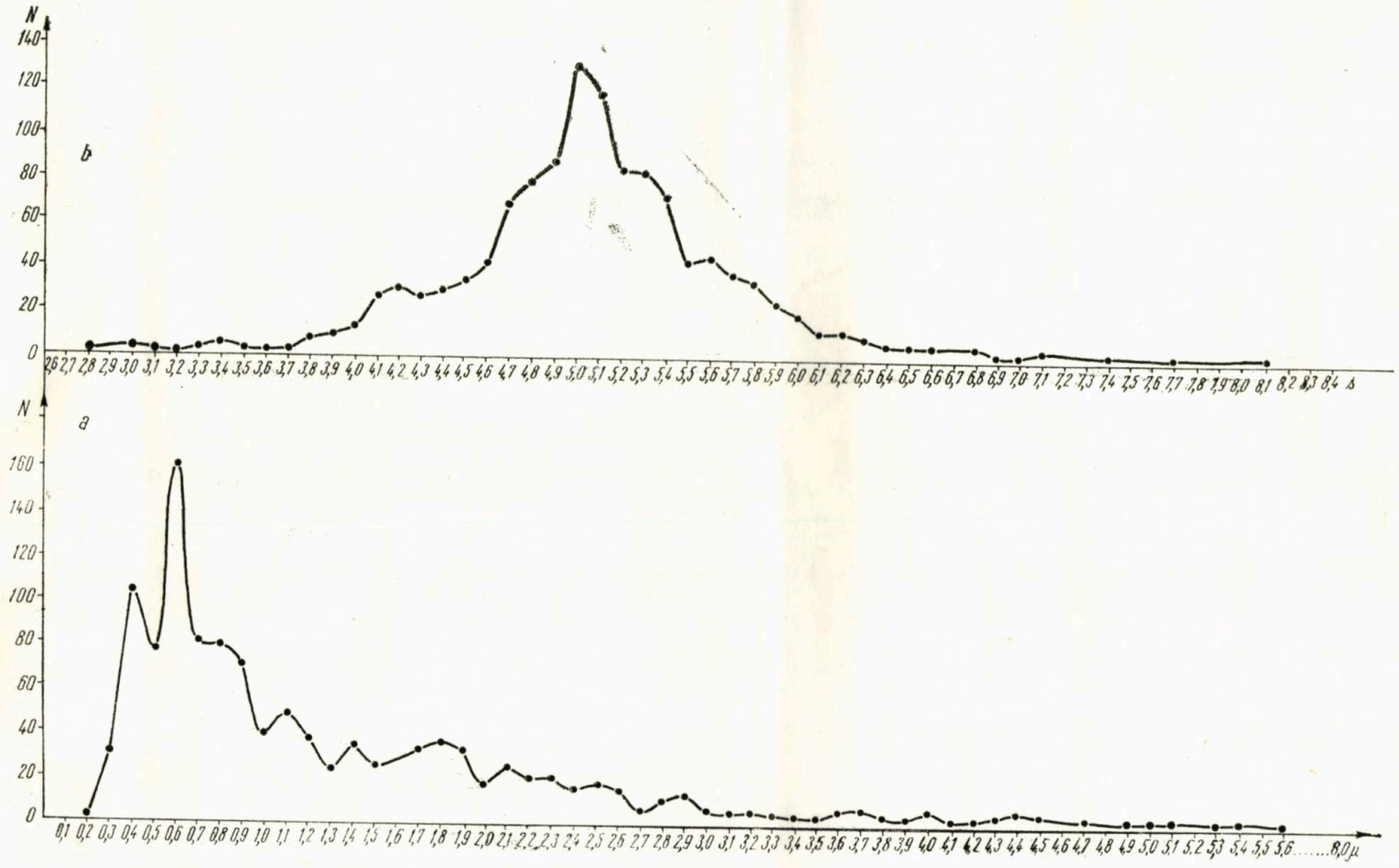
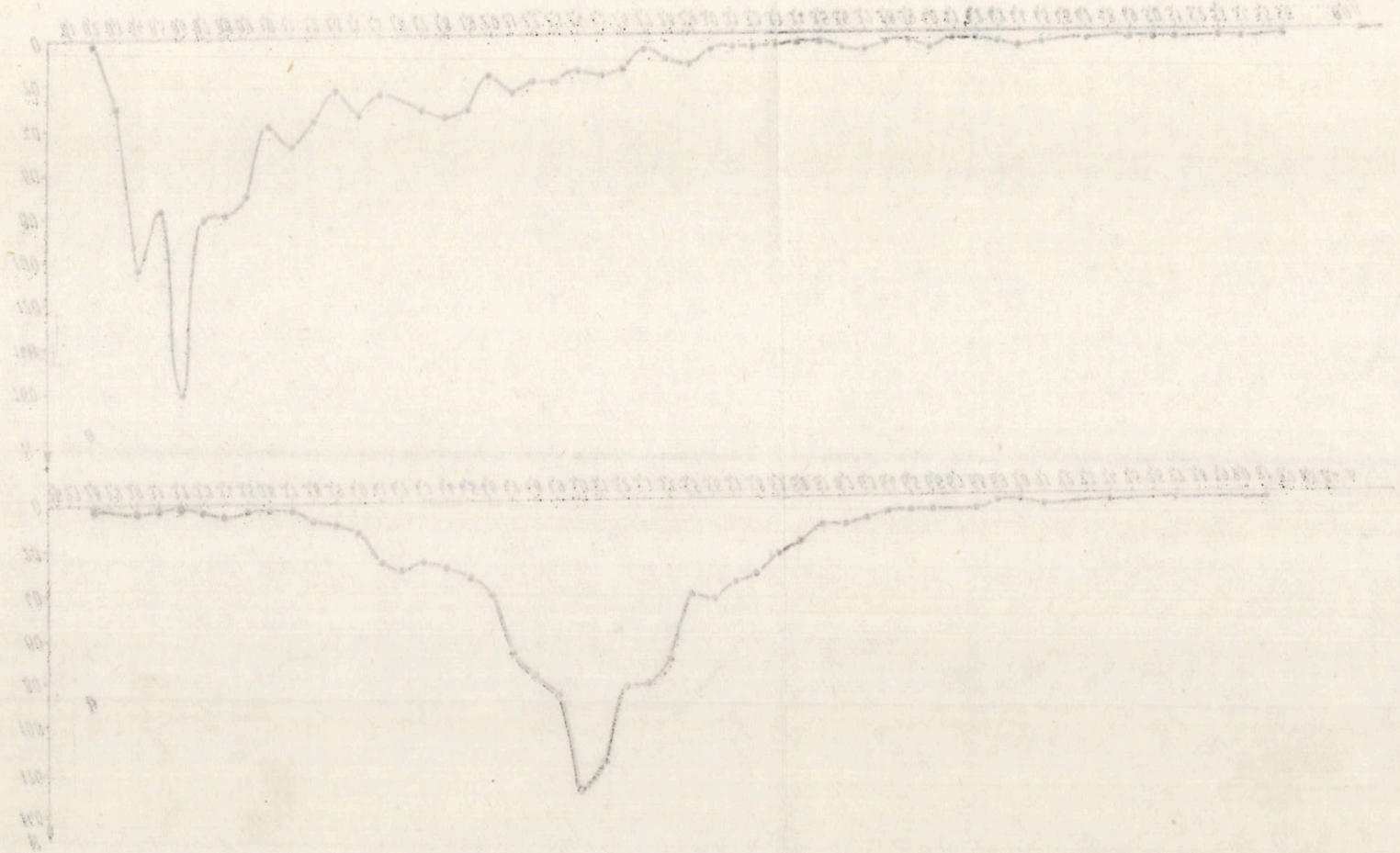


Fig. 3



Alura curbei de repartiție a valorilor perioadei componentei orizontale a agitației microseismice înregistrate la București în 1961 se aseamănă cu forma curbei de distribuție statistică a lui Gauss [7].

În încheiere ne vom opri asupra spectrului amplitudine-perioadă, prezentat în figura 4.

În sistemul de coordonate T, A_{max} am reprezentat rezultatele prelucrării observațiilor asupra componentei orizontale a agitației microseismice efectuate în 1961 la București. Analiza figurii 4 arată că înfășurătoarea amplitudinilor este o dreaptă.

Pentru desemnarea modului de variație al amplitudinii în raport cu perioada pentru dreapta trasată în figură am obținut ecuația

$$A_{max} = 1{,}5\ T - 5{,}5\ \ (T = 3{,}0-6{,}0\ \text{s}).$$

Rezultatele obținute de noi sînt în bună concordanță cu alte cercetări [8], [9].

Găsirea legăturii dintre amplitudinea maximă și perioadă ne ajută la executarea unor studii privind agitația microseismică înregistrată la stații situate la aceeași distanță față de sursa de microseisme și înzestrate cu același tip de aparate avînd caracteristici de funcționare identice. Dintr-un astfel de studiu comparativ se pot trage concluzii în ceea ce privește structura subsolului stațiilor seismice, precum și structura drumului parcurs de microseisme în propagarea lor de la sursă la stația seismografică înregistratoare. Cercetări de acest tip prezintă de asemenea o mare importanță pentru studiul regimului de lucru al aparatelor de tip general.

Primită la redacție la 15 iunie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. A., Serian *Asupra agitației microseismice la București.* St. cerc. astr. seism., *2* (1958).
2. D. Jianu *Agitația microseismică la București în perioada 1958—1960* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, *1* (1965).
3. M. Bath, *An investigation of the Uppsala microseisms.* Medd. Met. Int. Uppsala, *14* (1949).
4. J. Coulomb, *L'agitation microséismique. Handbuch der Physik.* Vol. XLVII, Berlin, 1956.
5. A. Zatopek, O. Zikmunda, *Die harmonische Bodenruhe in Mitteleuropa im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58.* Freiberger Forschungshefte. Sonderdruck aus Heft C. 81, april, 1960.
6. Саваренский Е. Ф., Д. П. Кирнос, *Элементы Сейсмологии и Сейсмометрии,* Москва, 1955.
7. H. M. Ionescu, *Statistică matematică.* București, Edit. didactică și pedagogică, 1962.
8. V. Kárník, V. Tobyáš, *Underground measurements of the Seismic Noise Level.* Studia Geophysica et Geodaetica, *3* (1961).
9. A. G. Moskvina, N. V. Shebalin, *A Study od Seismic Noise and Calculation of the Optimum Seismograph Constants.* Studia Geophysica et Geodaetica, *3* (1961).

FONDUL DE PERTURBAȚII SEISMICE CU SCURTĂ PERIOADĂ LA UNELE STAȚII ROMÂNEȘTI

DE

CORNELIUS RADU [1] și VLADIMÍR TOBYÁŠ [2]

1. INTRODUCERE

Cea mai activă regiune seismică din România se află la cotul Carpaților, între 25,9°—27,6°E și 45,3°—46,0° N, cu centrul în regiunea munților Vrancea. Cutremurele din această regiune au, de obicei, adîncime intermediară ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km); foarte rar se observă cutremure cu adîncime normală ($h \leqslant 60$ km) [1].

Nivelul activității seismice a Carpaților este determinat de activitatea acestei regiuni, unde cel mai puternic cutremur intermediar, acela din 1940, a avut magnitudinea $M = 7{,}4$. Cea mai apropiată stație seismică, București ($\Delta = 160$ km), care a lucrat cu întreruperi scurte încă din 1903, a fost completată după acest cutremur catastrofal cu o serie de stații situate pe teritoriul românesc la distanțe epicentrale de 6—166 km [3]: Vrîncioaia, Focșani, Bacău, Cîmpulung și Iași (fig. 1) [2].

Din 1935, cînd s-a publicat „Buletinul seismic al stațiilor seismice românești" și pînă în 1963, aceste stații au înregistrat în total 521 de cutremure din regiunea Vrancea, cu magnitudinea $M \geqslant 2{,}5$ [3].

Cutremure de energie mică nu pot fi identificate, din cauza sensibilității reduse a seismografelor.

La stația seismică centrală a Centrului de cercetări geofizice București, lucrează penduli orizontali tip Mainka cu amplificarea medie 180 (din 1935), componente orizontale ale seismografului Galitzin cu amplificarea de aproximativ 1 000 (din 1937), seismograful vertical Alfani cu amplificarea de aproximativ 400 (din 1940) și seismograful vertical Kirnos cu amplificarea de aproximativ 1 000 (din 1957).

---

[1] Centrul de cercetări geofizice, București, Bulevardul Ana Ipătescu 21.

[2] Institutul de Geofizică al Academiei Cehoslovace de Științe Bocni II, Praga 4.

[3] Distanțele hipocentrice datorită adîncimii mari a focarelor nu au un interval de variație așa de mare; ele se află între 151 și 225 km.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3. NR. 2 P. 219—230 BUCUREȘTI 1965

Staţiile seismice Cîmpulung (care lucrează din 1943), Vrîncioaia (care a lucrat din 1952 pînă în 1956 şi după aceea din 1964 pînă în prezent), Bacău (care a lucrat din 1942 pînă în 1944 şi după aceea din 1951 pînă în prezent) şi Focşani (care a lucrat din 1942 pînă în 1944 şi după aceea din 1952 pînă în prezent) au aparate asemănătoare : componente

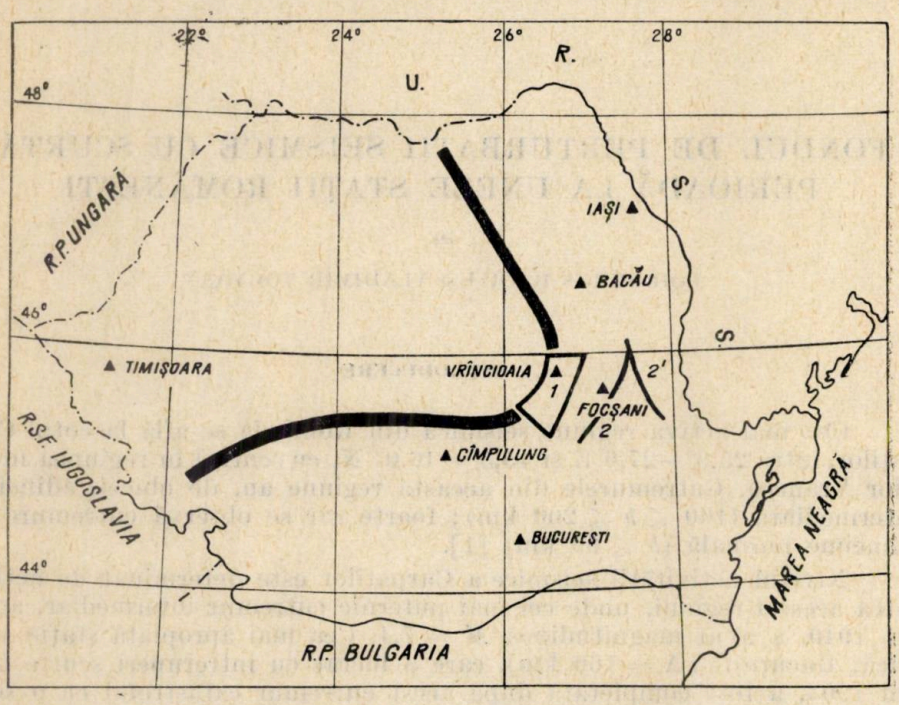


Fig. 1. — Schema distribuţiei staţiilor seismice (Δ) pe teritoriul României, a cutremurelor intermediare ($h \geqslant 100$ km) din regiunea Vrancea (*1*) şi a liniilor focale ale cutremurelor normale (*2* şi *2'*).

orizontale ale seismografului Mainka modificat cu perioada proprie de 3,5 s şi amplificarea 40—50. Staţia seismică Iaşi, care a fost înfiinţată în 1951, are de asemenea componente orizontale ale seismografului tip Mainka modificat, dar cu perioada de 4,8 s şi amplificarea 130.

În afară de aceste staţii ale Academiei Republicii Socialiste România, la distanţa epicentrală de 410 km, în Timişoara, se află staţia aparţinînd Universităţii din Timişoara. Ea este echipată cu seismografe mecanice orizontale cu perioada proprie de 8 s şi amplificarea 160.

Posibilitatea folosirii înregistrărilor celor mai slabe cutremure (pentru care se presupune o frecvenţă mai mare decît pentru cutremurele puternice) în scopul precizării epicentrelor şi studiului regimului seismic este determinată de înregistrările aparatelor de scurtă perioadă cu sensibilitate mai ridicată. Din punct de vedere economic, în primul rînd trebuie folosite pentru aceasta staţiile seismice actuale.

În scopul evaluării tuturor posibilităților de care dispun stațiile existente în momentul de față datorită situării lor nefavorabile în centrul orașelor, în primul rînd trebuie să se determine spectrul de frecvență și nivelul perturbațiilor de scurtă perioadă. Pe baza acestora se pot obține informații relative la folosirea optimă a acestor stații pentru scopurile descrise mai sus.

Aceasta este problema prezentului studiu, care a apărut pe baza colaborării dintre Institutul de geofizică al Academiei Cehoslovace de Științe din Praga și Centrul de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România din București. Se determină amplificările admise ale seismografelor și se evaluează creșterea numărului cutremurelor înregistrate din regiunea Vrancea pe baza înregistrărilor nivelului zgomotului seismic la stațiile Cîmpulung, Iași și Focșani.

2. APARATURA FOLOSITĂ LA MĂSURĂTORI

Pentru măsurarea nivelului perturbațiilor de scurtă perioadă este convenabil a se folosi seismografe cu caracteristică largă de frecvență cu mici denaturări ale amplitudinii deplasării în intervalul de frecvență care ne interesează. În cazul nostru, cînd a fost ales tipul de seismograf electromagnetic fără amplificatoare suplimentare, trebuie folosit un coeficient mare de legătură între cele două sisteme oscilatorii ale seismografului, deoarece se impun portabilitatea aparatului și sensibilitatea lui ridicată.

Calculul parametrilor seismografului a fost făcut după metoda publicată în [4], care, cînd constantele echivalente sînt special alese, permite determinarea rapidă și simplă a constantelor parțiale necesare seismografului cu bandă largă pentu tot intervalul reacției inverse a galvanometrului.

În cazul nostru, pentru microcutremure și cutremure slabe pînă la 200 km distanță, vom presupune că intervalul de frecvență al undelor seismice este cuprins între 20 și 1 c/s. În acest interval se află frecvența perturbațiilor seismice continue cu caracter regional și de asemenea a perturbațiilor seismice cu perioadă scurtă, provocate de diferite surse apropiate de perturbații (circulație etc.), cum deja a fost arătat într-o serie de măsurători. Perioadele primelor sosiri ale cutremurelor din regiunea Vrancea la aceste stații se află în intervalul 0,3—0,6 s. Măsurătorile cu seismografe cu bandă largă în domeniul acestor frecvențe arată comportarea vibrațiilor perturbatoare și, în același timp, posibilitatea folosirii seismografului cu caracteristica selectivă a amplitudinii.

La alegerea tipului convenabil de seismometru și galvanometru, pentru realizarea seismografului trebuie avut în vedere amplificarea necesară, diapazonul dinamic, deviația amplificării, stabilitatea și instalarea rapidă. Pe baza măsurătorilor analoge a fost determinată amplificarea maximă satisfăcătoare $V_{max} \approx 5.10^4$ (relativ la amplitudinea deplasării). Instrumentul de tipul VEGIK [6] (greutatea totală 9 kg) a fost folosit ca seismometru ; el dă posibilitatea reglării perioadei parțiale în intervalul

necesar şi, în condiţii normale de lucru, este suficient de stabil, de asemenea şi în timpul măsurătorilor de lungă durată (atît ca vertical, cît şi ca orizontal).

Mărimea perioadei trebuie reglată în funcţie de coeficientul de legătură. Parametrii de bază sînt următorii : lungimea redusă $l_1 = 9$ cm, momentul de inerţie $K_1 = 1.10^5$ g.cm^2, constanta electrodinamică a bobinei de lucru şi amortizare $G_{12} \approx G_{11} \approx 1{,}6 \times 10^8$ CGSM, rezistenţa ohmică $R_{12} \approx R_{11} \approx 28$ Ω. Constanta amortizării cu aerul $D_{20} = 0{,}008$ pentru perioada $T_{01} = 2$ s.

La alegerea galvanometrelor pentru care nu este posibilă reglarea în mod obişnuit a perioadei parţiale şi din care cauză partea stîngă a caracteristicii de frecvenţă nu corespunde exact formei presupuse au fost folosite mărimile orientative ale parametrilor lor, care sînt tabulate în [6]. Pe baza comparaţiei din punctul de vedere ale frecvenţelor naturale, al mărimii Z şi al posibilităţii obţinerii amortizării necesare a galvanometrului a fost ales tipul A 82 (produs al firmei Kipp & Zonen, Olanda). Galvanometrul nr. 9 682, folosit în circuitul magnetic, are următorii parametri : perioada parţială $T_{02} = 0{,}055$ s ($f = 18$ c/s), rezistenţa interioară $r_g = 89$ Ω, rezistenţa critică $a_{21} = 1\,230$ Ω, sensibilitatea la tensiune $S_u = 1{,}72 \times 10^5$ mm/m/V şi pentru amortizarea critică mărimea $Z = 1{,}1.10^{-2}$ CGSM.

Pentru legătura directă dintre seismometru cu perioada parţială $T_{01} = 2$ s şi galvanometru se obţine coeficientul maxim de legătură $\sigma^2 = 0{,}64$, iar pentru mărimile corespunzătoare ale constantelor parţiale de amortizare $D_{01}^* = 0{,}54$, $D_{02}^* = 8{,}1$ şi constantele echivalente $T_1 = 1{,}53$ s, $T_2 = 0{,}0726$ s, $D_1 = 0{,}5$, $D_2 = 10{,}5$.

Caracteristicile de amplitudine şi de fază ale seismografului sînt date în figura 2.

În partea dreaptă a caracteristicii de amplitudine pentru perioada de oscilaţie a solului $T = 1$ c/s deviaţia amplificării este mai mică de 5 %.

În partea stîngă a caracteristicii de amplitudine, deviaţia amplificării de 5% se atinge pentru $f \geqslant 20$ c/s.

Această prelungire a benzii de transmisie în direcţia frecvenţelor înalte dă posibilitatea înregistrării vibraţiilor surselor locale în afara spectrului undelor seismice studiate, care ar fi îngreuiat prelucrarea seismogramei. Măsurătorile practice arată că această influenţă nu a existat. Invers, prelungirea benzii de transmisie joacă un rol pozitiv pentru îmbunătăţirea caracteristicii de fază a seismografului.

Aparatele pe care le-am folosit, cu mărimea pîrghiei optice $A = 35$ cm, dau maximul de amplificare a seismografului $V_{max} \approx 59\,000$.

Pentru micşorarea amplificării seismografului poate fi folosită numai schimbarea schemei electrice de legătură a seismometrului şi galvanometrului.

Cea mai mare reducere a sensibilităţii $\beta^* = 1{,}4$ corespunde amplificării de 42 000.

Intervalul de reglare a amplificării seismografului numai prin schimbarea schemei electrice nu este suficient. Pe baza măsurătorilor preliminare ale fondului de perturbaţii cu sensibilitate maximă pentru înre-

gistrări continue, de exemplu la stația Focșani, se poate folosi amplificarea maximă de $\approx 3\,000$ pentru seismograful cu bandă largă. În acest caz trebuie folosită reducerea amplificării de circa 20 ori. Pentru această reducere, coeficientul de legătură $\sigma^2 \approx 0$, așa că constantele pot fi determinate, prin metoda obișnuită, ca rezultate ale neglijării reacției inverse a galvanometrului. Aici este necesar a modifica constantele parțiale ale

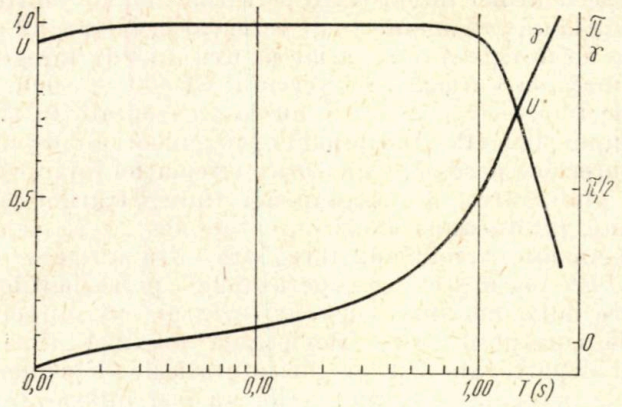


Fig. 2. — Caracteristicile de amplitudine și de fază ale seismografului pentru măsurarea deplasării ($T_1 = 1{,}53$ s, $T_2 = 0{,}0726$ s, $D_1 = 0{,}5$, $D_2 = 10{,}5$).

seismometrului în așa fel ca să se poată obține amortizarea necesară a galvanometrului, care în cazul dat atinge valoarea $D_{02} = 13{,}8$.

Cu același galvanometru cu perioada parțială a seismometrului $T_{01} = 1{,}45$ și cu constantele de amortizare $D_{01} = 0{,}5$, $D_{02} = 13{,}1$ a fost obținută amplificarea 2 800 pentru distanța de înregistrare $A = 27{,}5$ cm.

Coeficientul de legătură a fost în acest caz $\sigma^2 = 2{,}5 \times 10^{-3}$ pentru rezistența în serie a seismometrului $R = 64{,}7\ \Omega$ și cu rezistența în paralel $r = 5{,}5\ \Omega$.

Caracteristica normală de amplitudine aproape nu diferă de caracteristicile din figura 2.

3. REZULTATELE MĂSURĂTORILOR FONDULUI SEISMIC DE PERTURBAȚII

Nivelul perturbațiilor seismice de scurtă perioadă a fost măsurat de la 18 la 27 iulie 1962 succesiv la trei stații seismice ale Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România: Cîmpulung, Iași și Focșani.

Aparatura a fost pregătită la Institutul de geofizică al Academiei Cehoslovace de Științe. În toate cazurile a fost înregistrată numai componenta verticală a mișcării solului. Constantele seismometrului au fost determinate cu ajutorul înregistrărilor oscilațiilor slab amortizate, folosind galvanometrul puternic amortizat, înainte și după măsurători [7].

Deviaţia perioadei seismometrului nu a depăşit 0,5% din mărimea necesară. Deviaţia rezistenţei critice pentru ambele bobine este mai mică de 1%. Schimbarea parametrilor galvanometrului în timpul măsurătorilor variază în limitele preciziei măsurătorilor. A fost folosit sistemul de înregistrare [8] adaptat pentru 220 V şi cu viteza de înregistrare 10 m/s. Marca de timp de la un cronometru exterior a fost înscrisă sub forma întreruperii urmei înregistrării perturbaţiilor (sau întreruperea unei a doua urme de la un galvanometru de rezervă) în intervalul de la 3 la 1 s.

Distanţa de înregistrare a variat pentru diferite înregistrări, aşa că amplificarea maximă variază în intervalul 57 000—61 000.

Diferitele înregistrări la staţie au fost executate în timpul a 2—3 zile, atît în timpul zilei, cît şi în timpul nopţii ; uneori au fost alese intervale de timp cu puternice perturbaţii datorite circulaţiei în apropierea staţiei.

Pentru prelucrarea seismogramelor înregistrărilor perturbaţiilor au fost folosite întotdeauna două intervale de 20 s, cu amplitudinile maxime dintr-un minut continuu înregistrat. După aceea pentru aceste intervale au fost măsurate „cvasiperioadele" perturbaţiilor (intervalul de timp dintre două maxime consecutive în aceeaşi direcţie) şi amplitudinile duble corespunzătoare (deplasarea maximă dintre cele două maxime). Mai departe au fost pregătite graficele dependenţei dublului amplitudinii de perioadă şi maximele lor au fost înfăşurate.

Prin această metodă de prelucrare dăm preferinţă frecvenţelor maxime pe seismograme şi nu luăm în considerare cele mai joase frecvenţe pe care am modulat. Aceasta priveşte în special microseismele de „lungă perioadă" ($T = 4—5$ s) — care există de asemenea în acest timp — cu mare amplitudine, dar care se află deja în afara intervalului studiat. Partea perturbaţiilor de scurtă perioadă cu cele mai lungi perioade se poate obţine în timpul lipsei surselor de perturbaţii apropiate.

Această metodă de prelucrare constituie o primă aproximaţie, care este suficientă cînd trebuie o determinare orientativă a structurii perturbaţiilor.

a) *Staţia seismică Cîmpulung* ($\varphi = 45°16{,}1'$ N ; $\lambda = 25°02{,}3'$ E ; altitudinea = 558 m). Subsolul geologic este format din strate de conglomerate acoperite cu aluviuni sedimentare. Grosimea medie a sedimentelor este de 2,9 km [9].

Staţia este situată în subsolul clădirii şcolii medii „Dinicu Golescu", în centrul oraşului, la 40—50 m de principala stradă cu mare circulaţie. În timpul măsurătorilor perturbaţiilor, seismometrul VEGIK a fost instalat pe postamentul uneia dintre componentele orizontale. Exemple de părţi ale seismogramelor în diferite condiţii de lucru sînt date în figura 3.

Figura 4 arată graficele nivelului perturbaţiilor, care au fost alese din diferite cazuri pentru cele mai mari perturbaţii dintr-un minut de înregistrare.

Cele mai apropiate surse ale perturbaţiilor seismice dau cele mai înalte frecvenţe ($f \sim 10$ c/s) ; maximul, care are frecvenţa de 3—5 c/s, corespunde celor mai îndepărtate surse de perturbaţii. Nu există nici o perioadă predominantă şi nivelul perturbaţiilor are foarte mari fluctuaţii. Raportul nivelului dintre zi şi noapte este 5 : 1.

Considerînd dublul amplitudinii admise a perturbațiilor pe seismogramă egal cu 1 mm (independent de frecvență), seismograful cu bandă largă poate avea amplificarea maximă ziua aproximativ 1 600 și, în cele mai bune condiții, noaptea 10 000.

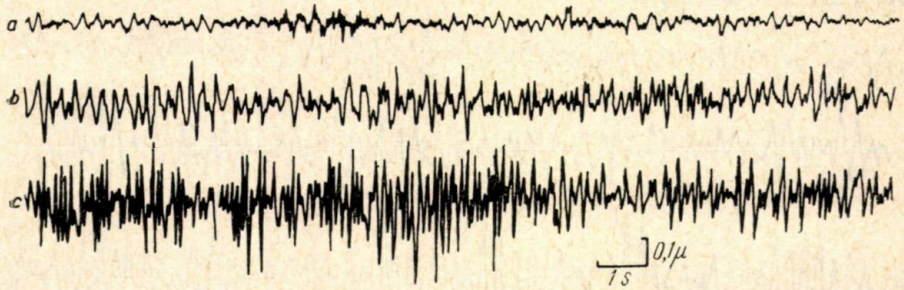


Fig. 3. — Înregistrări ale perturbațiilor seismice la stația Cîmpulung : *a* — perturbații minime în timpul nopții ; *b* — perturbații medii în timpul zilei de lucru ; *c* — perturbații maxime în timpul circulației pe strada cea mai apropiată

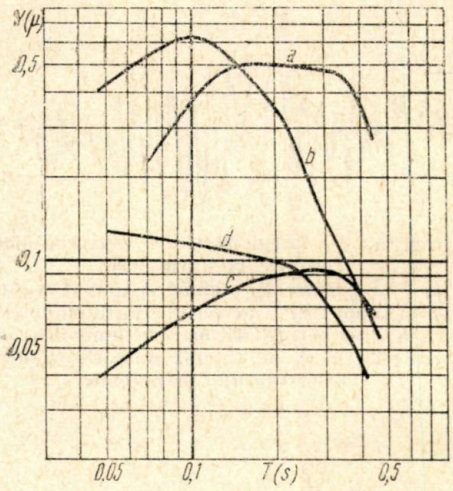


Fig. 4. — Curbele nivelului perturbațiilor seismice la stația Cîmpulung în timpul zilei și nopții cînd pe stradă nu există mișcare (*a* și *c*) și în timpul circulației pe stradă (*b* și *d*).

După înregistrările componentelor seismografelor orizontale perioadele primelor sosiri ale cutremurelor din regiunea Vrancea sînt în intervalul 0,4—0,6 s, adică deja în partea descrescătoare a curbei perturbațiilor de scurtă perioadă.

Măsurătorile făcute nu includ sursele posibile ale perturbațiilor locale, care ar putea avea influență asupra spectrului de scurtă perioadă. Deoarece măsurătorile s-au făcut în timpul vacanței, nu a fost nici un fel de mișcare în clădirea școlii.

b) *Stația seismică Iași* ($\varphi = 47°11{,}6'$N ; $\lambda = 27°37{,}7'$E ; altitudinea = 160 m). Subsolul geologic este format din depozite cuaternare așezate peste sarmațian, cu grosimea de 1,1 km [9]. Stația se află în oraș, în subsolul Observatorului astronomic al Universității „Al. I. Cuza" din Iași. Măsurătorile au fost făcute în zile de lucru și duminica pe un postament liber.

Diferitele exemple de seismograme prezentate în figura 5 arată intervalul de variaţie al amplitudinilor în timpul de duminică noaptea (*a*), „liniştea" de duminică (*b*), perturbaţii de scurtă perioadă (*c*) şi în

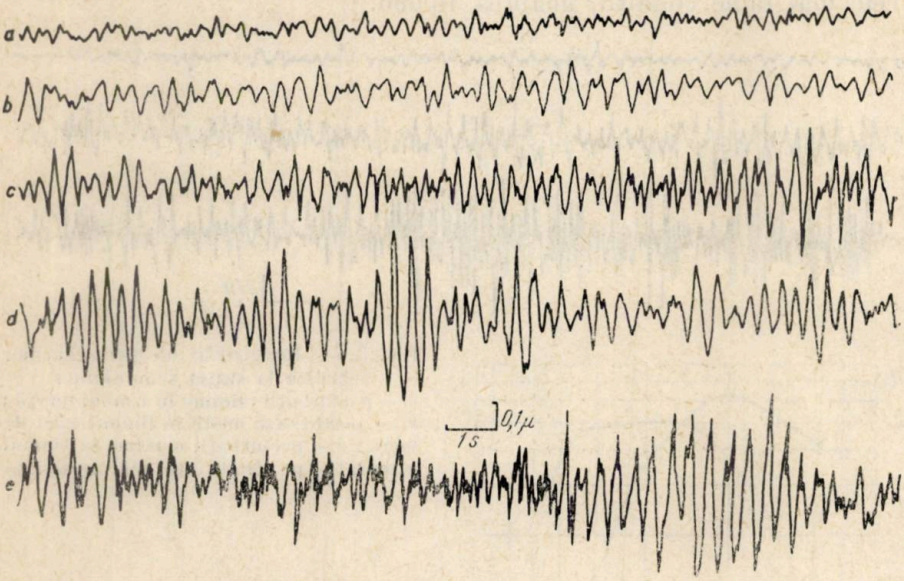


Fig. 5. — Înregistrări ale perturbaţiilor seismice la staţia Iaşi :
a, *b* — perturbaţii minime în timpul nopţii şi în timpul zilei nelucrătoare (duminica) ; *c*, *d*, *e* — perturbaţii maxime duminica, în zi de lucru şi în timpul mişcării cupolei Observatorului astronomic.

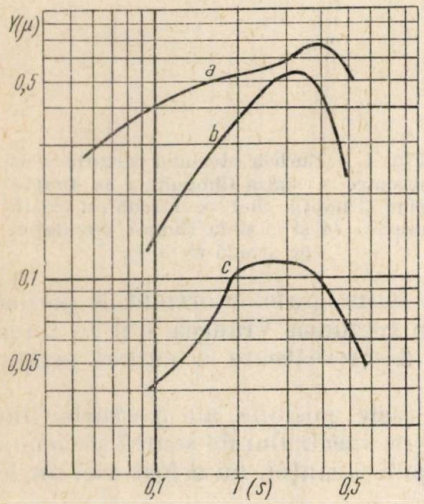


Fig. 6. — Curbele nivelului perturbaţiilor seismice la staţia Iaşi :
a — în zi de lucru în timpul mişcării cupolei ; *b* — în zi de lucru ; *c* — în timpul nopţii.

zi de lucru (*d*). Influenţa rotaţiei cupolei lunetei Observatorului astronomic, care are o înălţime de aproximativ 15 m, a fost de asemenea măsurată (*e*).

Curbele nivelului maxim al perturbaţiilor seismice, date în figura 6, corespund mişcării cupolei lunetei în zi de lucru (*a*), în timpul mişcării

normale de duminică (*b*) și noaptea (*c*). Exceptînd primul caz, există o descreștere puternică a perturbațiilor de frecvență înaltă, în timp ce maximul perturbațiilor cu caracter regional rămîne în intervalul de perioade 0,2—0,4 s. Absența perturbațiilor „locale" poate fi explicat prin distanța relativ mare a stației față de liniile de comunicație (cea mai apropiată stradă cu mic trafic este la aproximativ 60—80 m).

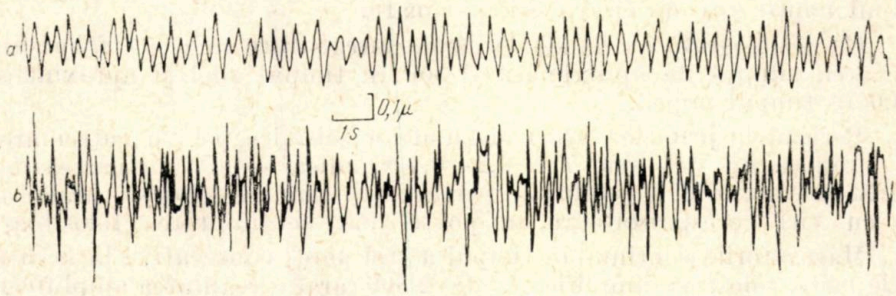


Fig. 7. — Înregistrări ale perturbațiilor seismice la stația Focșani: *a* — în timpul nopții; *b* — în timpul circulației pe cea mai apropiată stradă.

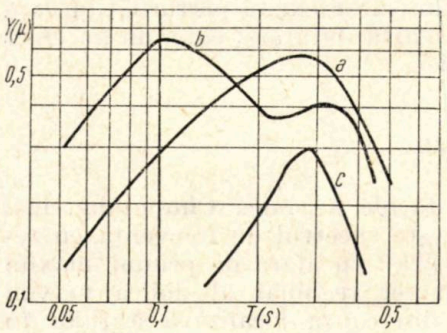


Fig. 8.— Curbele nivelului perturbației seismice la stația Focșani: *a* — în timpul zilei; *b* — în timpul circulației pe stradă; *c* — în timpul nopții.

Raportul amplitudinilor perturbațiilor pentru zi și noapte este aproximativ același ca la stația Cîmpulung, adică 5 : 1. Amplificarea maximă admisă în timpul zilei este de 1 600 (sau 2 000) și noaptea de 8 000.

Perioadele primelor sosiri ale undelor seismice pentru cutremurele din Vrancea se află în intervalul 0,3—0,4, practic în maximul perturbațiilor microseismice.

c) *Stația seismică Focșani* ($\varphi = 45°42{,}7'$ N; $\lambda = 27°12{,}0'$E; altitudinea = 61 m). Subsolul geologic este constituit din sedimente aluvionale cu grosimea medie de aproximativ 12 km [9]. Stația este situată în centrul orașului, într-o clădire separată a Școlii medii „Unirea". Măsurătorile au fost făcute cu seismometrul așezat pe pilastrul seismografelor stației. În imediata apropiere (minimum 10 m de seismograf) se află strada cu mare circulație în timpul zilei.

Înregistrări tipice ale componentei verticale în timpul zilei și nopții sînt arătate în figura 7.

Curbele nivelului fondului de perturbații date în figura 8 corespund (*a*) în timpul zilei, (*b*) în timpul zilei cînd este mișcare pe strada cea mai

apropiată şi (*c*) în timpul nopţii. Perturbaţiile regionale au maximul în intervalul de perioade $T = 0{,}2-0{,}3$ s, perturbaţiile locale sînt aparente şi au maximul pentru perioada de aproximativ 0,1 s. Raportul amplitudinilor din timpul zilei şi nopţii este aproximativ 2 : 1 (pentru $T = 0{,}2-0{,}3$ s). Nivelul perturbaţiilor din timpul zilei este acelaşi ca la celelalte două staţii la care s-au făcut măsurătorile, dar maximul în timpul nopţii este de cîteva ori mai mare.

Cu seismografe cu bandă largă de înregistrare se poate folosi amplificarea admisă de aproximativ 1 500 în timpul zilei şi aproximativ 3 000 în timpul nopţii.

Perioadele primelor sosiri ale undelor seismice pentru cutremurele din Vrancea au valoarea $T = 0{,}2-0{,}4$ s, adică se află în partea descrescătoare a curbei nivelului de perturbaţii. Cînd se folosesc caracteristici cu vîrf corespunzătoare, se poate mări sensibilitatea folositoare.

Măsurătorile continue în timpul a trei nopţi consecutive la această staţie prin folosirea amplificării de 2 800 arată realitatea amplificării admise, care a fost determinată. Întîmplător există perturbaţii (seara şi dimineaţa) care se observă rar şi de scurtă durată şi care nu au efect perturbator în prelucrarea seismogramei.

4. CONCLUZII

a) Rezultatele măsurătorilor la staţiile seismice Cîmpulung, Iaşi şi Focşani sînt analoge în ceea ce priveşte spectrul de frecvenţă cu rezultatele obţinute în străinătate [10], [11]. În afară de primul maxim pentru $T = 0{,}2-0{,}4$ s, care are caracter regional, al doilea maxim pentru $T \approx 0{,}1$ s este foarte variabil din cauza localizării staţiilor în oraş. Maximul „regional", cauzat aparent de către surse depărtate ale perturbaţiilor seismice, este relativ stabil pentru un interval lung de timp (cîteva ceasuri); perturbaţiile locale variază rapid în cuprinsul cîtorva zecimi de secundă.

Dacă această influenţă este eliminată, micşorarea totală a perturbaţiilor regionale din timpul nopţii poate fi convenabil folosită şi sensibilitatea seismografului controlată la două nivele (pentru zi şi noapte). Acest rafinament se poate face după măsurători detaliate ale distribuţiei în timp a perturbaţiilor. Datele existente sînt limitate de intervalul scurt al măsurătorilor, deoarece, pe de o parte, nu cuprinde toate influenţele posibile, iar pe de altă parte pot fi influenţate de perturbaţii întîmplătoare, care după aceea timp îndelungat nu se observă şi deci pot fi neglijate.

Spectrul de frecvenţă la cele trei staţii este aproximativ unul şi acelaşi. Maximul amplitudinilor în timpul zilei are practic aceeaşi valoare pentru componenta regională.

Un fapt remarcabil este acela că la staţia Focşani există cel mai ridicat nivel regional al perturbaţiilor din timpul nopţii. Va trebui clarificată dacă acesta a fost întîmplător în acest timp sau dacă este un fenomen permanent.

b) La aceste stații pot fi instalate seismografe de scurtă perioadă cu amplificare mai mare, pentru înregistrarea cutremurelor slabe din regiunea Vrancea. Comparînd amplificarea seismografelor orizontale care se folosesc pînă în prezent, rezultă că se poate mări sensibilitatea seismografelor cu bandă largă, de aproximativ 50 de ori. Amplificarea reală a imaginilor optice este mai mică, deoarece înregistrarea foarte fină a seismografului cu înregistrare directă pe hîrtie cu fum permite o amplificare optimă suplimentară prin prelucrarea seismogramei.

Îmbunătățirea imaginilor optice poate fi evaluată aproximativ la un ordin, așa că pentru unele părți ale înregistrării (în timpul nopții) este posibilă cel mult o creștere de 2—5 ori a sensibilității. În afară de aceasta, instalarea seismografelor verticale îmbunătățește înregistrarea primei faze a undelor P a cutremurelor, care pentru cutremurele slabe nu se înregistrează pe seismografele orizontale și prima sosire corespunde undei S.

c) Pentru înregistrarea sosirii undelor P este convenabil a folosi caracteristica selectivă cu amplificare maximă în afara frecvențelor maximului perturbațiilor. Aceasta se aplică la stația seismică Cîmpulung, unde perioadele primelor sosiri (pentru undele S sau P dacă sînt înregistrate pe componentele orizontale) se află în intervalul 0,4—0,6 s, în care nivelul perturbațiilor scade.

O situație analogă există, de asemenea, la stația seismică Focșani. La stația Iași, perioadele primelor sosiri se află în maximul perturbațiilor de scurtă perioadă, așa că filtrația frecvenței aici nu este eficace.

d) Echiparea prezentă a stațiilor seismice dă posibilitatea de a obține înregistrări ale cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea cu magnitudinea $M \geqslant 2{,}7$ (numai în cîteva cazuri izolate cu $M \geqslant 2{,}5$, corespunzătoare clasei de energie $K = 9$ [12].

Dacă vom presupune că amplificarea seismografelor este de 10—50 de ori mai mare, este posibil a înregistra cutremure minime cu magnitudinea de 1—1,5 ori mai mică. Dacă legea dependenței numărului mediu anual al cutremurelor $\overline{N}$ de clasa de energie K se exprimă prin ecuația $\lg \overline{N} = 5{,}46 - 0{,}45\ K$, obținută pentru intervalul claselor de energie $K = 11-13$ în perioada 1954—1963 [3], aceasta înseamnă că se mărește numărul cutremurelor detectate. În acest caz, seismogramele tuturor cutremurelor de clasa $K \geqslant 7$ pot fi prelucrate și, dacă această dependență poate fi extrapolată pentru cutremurele slabe, se va obține pentru $K = 7$ numărul mediu teoretic anual al microcutremurelor egal cu 205.

Numărul celor mai slabe cutremure înregistrate alcătuiește numai 6,9% din valoarea extrapolată (pentru $K = 10$ constituie deja 75 %).

Diferența mare dintre numărul teoretic și real al cutremurelor pentru $K = 9$ poate fi limitată, din cauza sensibilității aparatelor folosite pînă în prezent la stații. Prin mărirea amplificării va fi posibil să se verifice în cursul a cîțiva ani dacă această relație este de asemenea reală și pentru mici energii.

e) Înregistrarea celor mai slabe cutremure din regiunea Vrancea nu este posibilă cu ajutorul rețelei actuale de stații și cu folosirea me-

todicii de prelucrare a seismogramelor. Pentru rezolvarea unei asemenea probleme trebuie construite noi staţii, după studii speciale ale nivelului perturbaţiilor de scurtă perioadă. Ca prim pas pentru aceasta se poate recomanda executarea de măsurători în cursul a cîtorva luni cu seismografe cu amplificarea de 100 000, în locuri convenabile. Cu acest tip de aparate se pot deja înregistra cutremure cu clasa de energie $K = 5$, care au frecvenţa teoretică 4—5 pe zi.

Primită la redacţie la 10 august 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. G. Petrescu, C. Radu, *Seismicitatea teritoriului R. P. R. în perioada* 1901—1960. Analele ştiinţifice ale Universităţii „Al. I. Cuza", sec. **I, VI**, *3*, 757 (1960).
2. G. Petrescu, *Dare de seamă asupra activităţii serviciului seismologic*. St. cerc. seism., *1*, 89 (1956).
3. C. Radu, *Le régime séismique de la région de Vrancea*. Session of the European Seismological Commission, 7—13 september 1964, Budapest.
4. V. Tobyáš, *Calculations of Constants of Broad-Band Electromagnetic Displacement Seismographs in Case of Non-Negligible Reaction of Galvanometer*. Studia geoph. et geod., 7, 353 (1963).
5. Д. П. Кирнос, Б. П. Рулев, Д. А. Харин, *Сейсмограф ВЭГИК для работы по инженерной сейсмологии и регистрации землетрясений*. Тр. Инст. физ. земли АН СССР, *16* (83), 32.
6. V. Tobyáš, *The Choice of Galvanometers for Electromagnetic Seismographs*. Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci., No. 168, Geofysikální sbornik, 1962, NCSAV, Praha, 1963.
7. В. Т. Архангельский и др., *Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР*. Москва, Изд. АН СССР, 1962.
8. V. Tobyáš, *Seismic Equipment for the Investigation of Microtremors*. Studia geoph. et geod., *1*, 101 (1957).
9. Г. Петреску, К. Раду, *Строение земной коры в Румынской Народной Республике по геофизическим данным*. Veröff. Inst. f. Bodendynamic u. Erdbebenforsch., Jena, H. 7, Akademie-Verlag, Berlin, 1964.
10. A. G. Moskvina, N. V. Schebalin, *A Study of Seismic Noise and Calculation of Optimum Seismograph Constants*. Studia geoph. et geod., *5*, 227 (1961).
11. K. Holub, V. Tobyáš, *Seismic Measurements of Rockburts in Vinarice near Kladno*. Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci., No. 167, Geofysikální sbornik, 1962, NCSAV, Praha, 1963.
12. В. И. Бунэ и др., *Методы детального изучения сейсмичности*. Тр. Инст. физ. Земли АН СССР, *9* (176), 1960.

REGIMUL SEISMIC AL REGIUNII VRANCEA[1]

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

Cea mai activă regiune din punct de vedere seismic din România este regiunea de curbură a Carpaților, cunoscută sub numele de Vrancea ($\varphi = 45{,}8°\text{N}$; $\lambda = 26{,}7°\text{E}$).

Harta distribuției focarelor din această regiune ne indică două zone (fig. 1 [1]):

1) zona cutremurelor adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km), legată de curbura arcului carpatic, și

2) zona cutremurelor puțin adînci ($h \leqslant 60$ km), care cuprinde focarele de la Rîmnicu-Sărat, Mărășești și Tecuci.

Legătura dintre cele două zone se face printr-o porțiune aproape aseismică, unde se produc cutremure cu $h = 70-80$ km (adică la baza scoarței).

Activitatea seismică cea mai ridicată are loc în zona cutremurelor adînci. Astfel, dintre cele 559 de cutremure înregistrate în perioada 1901—1963, numai 67 au avut adîncimea $h < 100$ km (adică aproximativ 12%).

Cutremurele din Vrancea, care determină seismicitatea părții de est și sud-est a României, au fost studiate din diferite puncte de vedere de seismologii români și străini. În ultimul timp, o deosebită atenție s-a acordat mecanismului de producere în focar și regimului seismic.

În lucrarea de față vom prezenta principalele rezultate obținute de noi în studiul *regimului seismic al regiunii Vrancea.*

---

[1] Acest articol a apărut sub o formă prescurtată și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographye", Série Géophysique, **9**, 1 (1965).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, NR. 2 P. 231—279. BUCUREȘTI 1965

Prin regimul seismic al unei regiuni se înțelege totalitatea cutremurelor acestei regiuni, analizată în spațiu și timp [2].

Principalele caracteristici ale focarului unui anumit cutremur sînt coordonatele φ, λ, h ale ipocentrului și timpul în origine H.

Principala caracteristică dinamică a cutremurului este energia seismică E, adică energia undelor seismice care pleacă din zona focarului. Totalitatea celor cinci mărimi (φ, λ, h, H și E) reprezintă cea mai simplă caracteristică fizică a unui cutremur i în raport cu focarul său. În acest sens, fiecare cutremur i într-un spațiu S_5 cu dimensiunile φ, λ, h, H și E reprezintă un punct.

În spațiul S_5, regimul seismic va prezenta deci totalitatea punctelor reprezentînd diferite cutremure.

Problema studiului regimului seismic constă în găsirea particularităților distribuției acestor puncte în spațiul S_5 și în stabilirea legității căreia se supune această distribuție [2], [3].

Cutremurele adînci din Vrancea, ca și acelea din Pamir-Hinducuș [4], constituie un obiect comod de studiu al regimului seismic, deoarece acestea se disting printr-un grad de stabilitate ridicat, și hărțile epicentrelor, a densității epicentrelor și a activității seismice, construite pe diferite intervale de timp, se repetă una pe alta întocmai. Această grupă de cutremure este strict limitată în spațiu.

În afară de aceasta, cutremurele adînci nu sînt însoțite puternic de replici care ar putea complica imaginea fenomenului.

De aceea studiul cutremurelor adînci din Vrancea poate avea o importanță esențială în cercetarea legității procesului seismic.

Din cele de mai sus rezultă că studiul regimului seismic al unei regiuni necesită întocmirea catalogului de cutremure și clasificarea acestora pe baza energiei E sau a magnitudinii M.

În cazul regiunii Vrancea, catalogul cutremurelor a fost întocmit pe baza observațiilor stațiilor românești. În acest scop au fost analizate aproximativ 35 000 de seismograme, obținute la stațiile seismice românești în perioada 1901—1963.

Rezultatele acestei analize sînt centralizate în tabela 1 și în figura 2.

Evidența cea mai sigură a cutremurelor din Vrancea o avem începînd cu anul 1937. Pentru perioada anterioară anului 1937 (1901—1936), observațiile nu sînt complete și se referă în special la cutremurele puternice.

În scopul de a studia legea frecvenței cutremurelor adînci din Vrancea pe baza observațiilor cuprinse într-un interval lung de timp, am întocmit și catalogul cutremurelor puternice din perioada 1601—1900 (tabela 2).

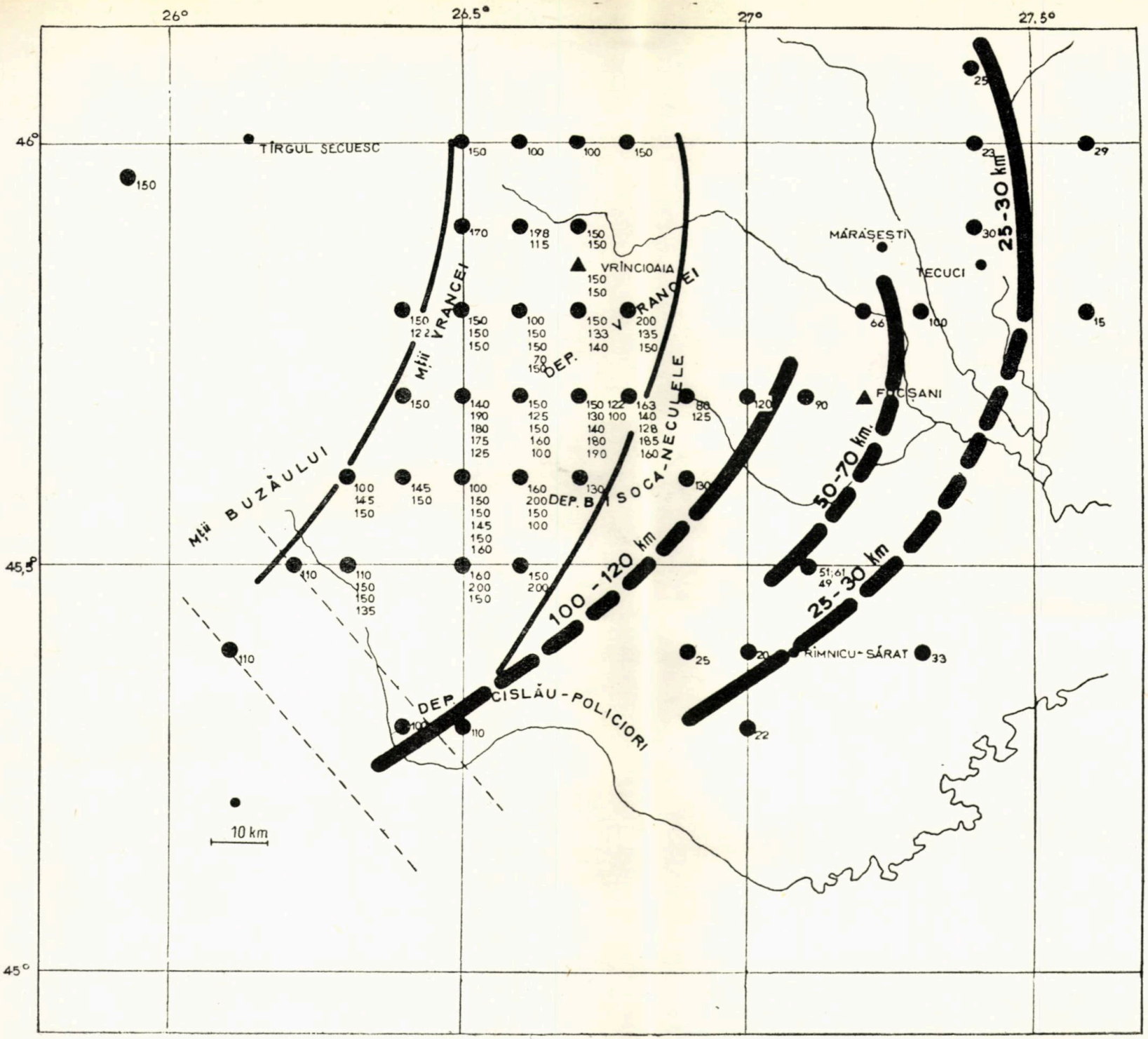
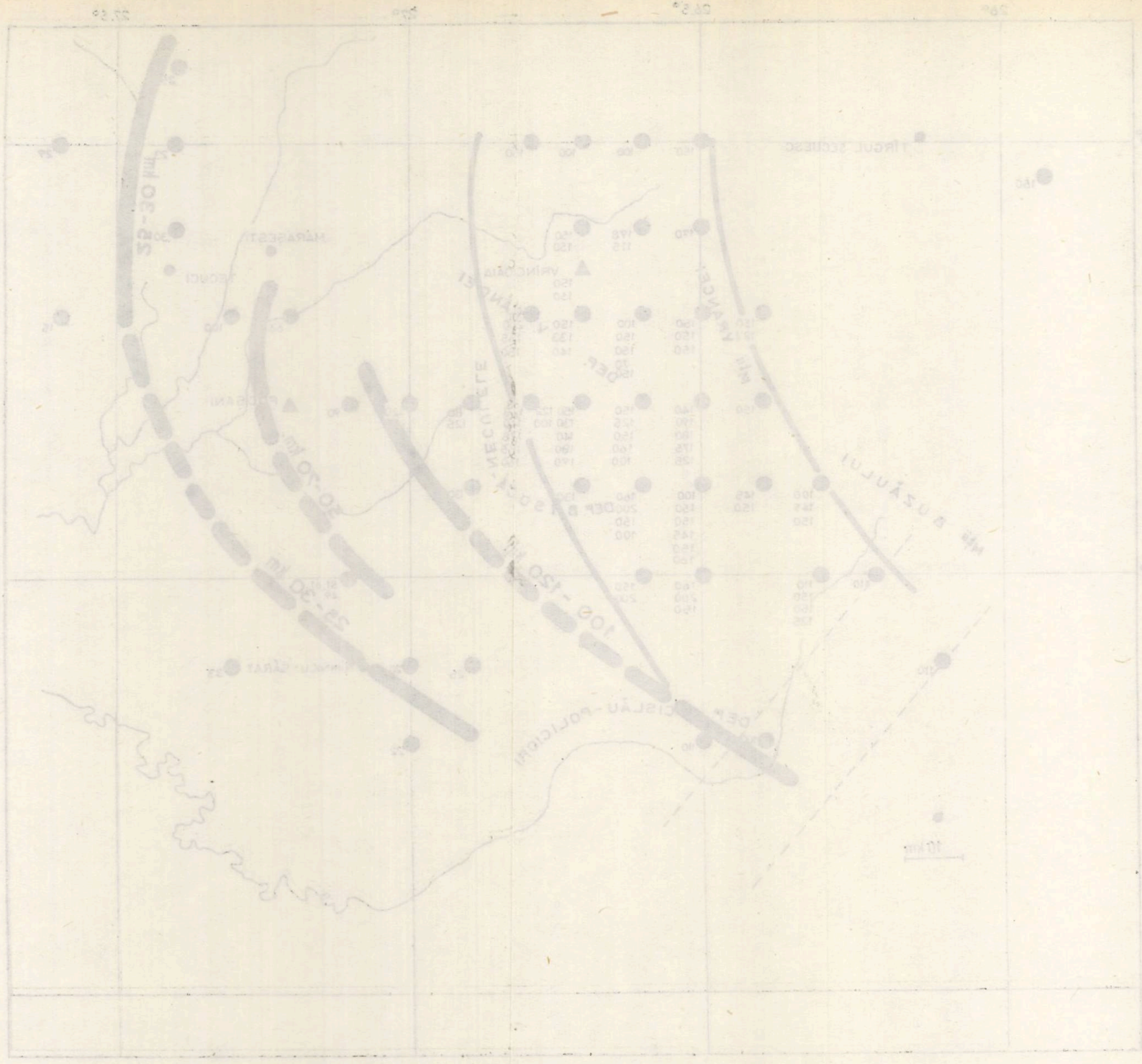

26°
26,5°
27°
27,5°
46°
45,5°
45°
TÎRGUL SECUESC
VRÎNCIOAIA
MĂRĂȘEȘTI
TECUCI
FOCȘANI
RÎMNICU-SĂRAT
Mții VRANCEI
Mții BUZĂULUI
DEP. VRANCEI
DEP. BÂSCA-NECULELE
DEP. CISLĂU-POLICIORI
100 - 120 km
30-70 km.
25-30 km
25-30 km
10 km

Fig. 1



Distribuția anuală a cutremurelor vrîncene adînci înregistrate în perioada 1901—1963 și clasificarea lor energetică este dată în tabela 3.

În clasa K sînt cuprinse cutremurele cu energia seismică $E = 10^{K \pm 0,5}$ jouli.

Energia E s-a determinat, așa după cum vom vedea, pe baza magnitudinii M. Nu dispunem pînă în prezent de posibilitatea clasificării energetice directe a cutremurelor adînci din Vrancea.

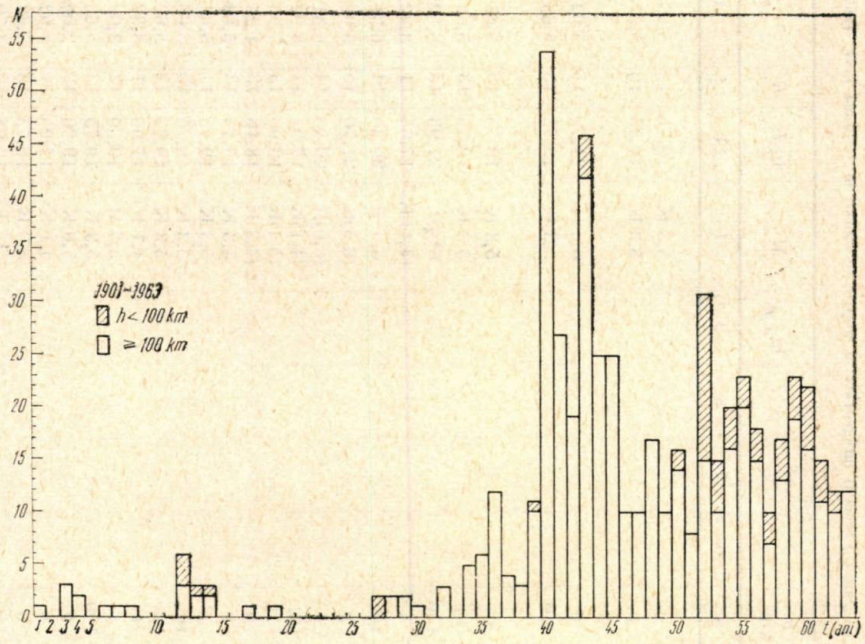


Fig. 2. — Distribuția anuală a cutremurelor din zona Vrancea pe adîncimi.

Analiza tabelei 3 arată că pentru perioada 1901—1963 dispunem de informații instrumentale asupra 492 de cutremure carpatice adînci cuprinse în intervalul $K = 9-16$.

Numărul de cutremure redus aparținînd claselor $K = 9-10$ se datorește în primul rînd distribuției în spațiu și timp, a stațiilor românești.

Totuși, evidența strictă a cutremurelor de clasă $K = 10$ în perioada 1954—1963 ne conduce la ipoteza existenței unui regim seismic diferit pentru cutremurele de clasă $K \leqslant 10$.

Această ipoteză urmează a fi verificată pe baza unei rețele seismice cu înaltă sensibilitate, problemă care constituie obiectul cercetărilor noastre.

Tabela 1

Catalogul cutremurelor carpatice (regiunea Vrancea) înregistrate la stațiile românești în perioada 1901 – 1963

	Data			H	Epicentrul φ_N	Epicentrul λ_E	h km	A μ	T s	A/T	$\lg_{A/T}$	$M_{A/T}$	lg E	K	E erg	$E^{1/2}$ erg$^{1/2}$
0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	1902	III	11	20 : 41	(45,8)	(26,2)	*p*	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
2	1903	VI	8	15 : 08	45,9	25,8	*p*	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
3		XII	6	— : —			*p*	—				—		—		
4		IX	13	08 : 02	45,8	26,2	*p*	—				6,6 K	21,70	15	$5{,}02 \cdot 10^{21}$	$7{,}08 \cdot 10^{10}$
5	1904	II	6	02 : 41	(46,5)	(26,5)	(*p*)	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
6		VI	6	14 : 25			*p*	—				—		—		
7	1906	X	17	23 : 15	46,5	27,3	(*p*)	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
8	1907	XI	24	00 : 31	45,8	26,2	(*p*)	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
9	1908	X	6	21 : 42	45,5	26,5	150	—				$6^{3}/_{4}$P	21,93	15	$8{,}52 \cdot 10^{21}$	$9{,}34 \cdot 10^{10}$
10	1912	V	12	— : —	45,8	26,6	*n*	—				(4,1) K	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
11		V	25	18 : 01	$45^{3}/_{4}$	$27^{1}/_{4}$	100	—				6,0 P	20,80	14	$6{,}31 \cdot 10^{20}$	$2{,}52 \cdot 10^{10}$
12		V	25	20 : 15	45,8	27,3	*p*	—				(6,6)K	21,70	15	$5{,}02 \cdot 10^{21}$	$7{,}08 \cdot 10^{10}$
13		V	25	21 : 00	45,8	27,3	*p*	—				(6,0)K	20,80	14	$6{,}31 \cdot 10^{20}$	$2{,}52 \cdot 10^{10}$
14		V	27	09 : 20	45,9	26,7	(*n*)	—				(4,1)K	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
15		VI	7	01 : 58	45,9	26,7	(*n*)	—				(5,4)K	19,90	13	$7{,}95 \cdot 10^{19}$	$8{,}92 \cdot 10^{9}$
16	1913	III	11	03 : 42	45,6	27,7	*n*	—				(4,2)K	18,10	13	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
17		III	14	03 : 40	44,2	25,0	*p*	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
18		VII	23-24	00 ca.			*p*	—				5,3 K	19,75	11	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
19	1914	VII	31	18 : 23	45,9	26,3	100	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
20		VII	14	03 : —			*p*	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
21		X	26	04 : 59	44,8	26,7	*n*	—				4,1 K	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
22	1917	III	15	20 : 42	46,0	26,5	*p*	—				5,0 M	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}50 \cdot 10^{9}$
23	1919	IV	18	06 : 20	45,7	26,8	100	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
24	1927	VII	24	20 : 17	45,0	28,0?	*n*	—				5,0 K	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
25		X	31	— : —	44,9	26,7	*n*	—				4,1 K	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
26	1928	III	30	09 : 38	45,9	26,5	*p*	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
27		XI	23	04 : 23	45,7	26,6	150	—				$5^{1}/_{4}$ L	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
28	1929	V	20	12 : 18	45,8	26,5	100	—				5,3 K	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
29		XI	1	06 : 57	45,9	26,6	198	—				$5^{3}/_{4}$ P	20,43	13	$2{,}70.10^{20}$	$1{,}66.10^{10}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
30	1930 V 20	12 : 17	44,5	26,5	*p*	—				—		—		
31	1932 III 13	02 : 53			*p*	—				—		—		
32	III 16	15 : 03			*p*	—				—		—		
33	IX 7	18 : 36			*p*	—				—		—		
34	1934 II 2	10 : 59	45,7	26,1	*p*	—				$5^1/_4$P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
35	III 29	20 : 06	45,8	26,5	150	—				$6^1/_4$P	21,18	14	$1{,}52 \cdot 10^{21}$	$3{,}90 \cdot 10^{9}$
36	XI 4	04 : 53			*p*	—				—		—		
37	XI 28	— : —			*p*	—				—		—		
38	XII 17	— : —			*p*	—				—		—		
39	1935 II 3	22 : 48			*p*	—				—		—		
40	IV 5	08 : 04			*p*	—				—		—		
41	V 1	04 : 33			*p*	—				—		—		
42	VII 13	00 : 03	45,7	26,7	150	—				$5^1/_4$ P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{19}$
43	VIII 9	— : —			*p*	—				—		—		
44	IX 5	06 : —			150	—				(5,5)K	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
45	1936 I 27	02 : 56			*p*	—				—		—		
46	V 1	04 : 48			*p*	—				—		—		
47	V 10	12 : 41			*p*	—				—		—		
48	V 14	12 : 50			*p*	—				—		—		
49	V 17	17 : 38	45,5	26,3	110	250,15	1,2	208,50	2,319	5,10	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
50	V 22	22 : 51			*p*					4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
51	VI 2	22 : 29			*p*	—				—		—		
52	IX 15	20 : 40			*p*	—				—		—		
53	X 4	14 : 32			*p*	—				—		—		
54	X 31	15 : 52			*p*	—				—		—		
55	XI 1	00 : 23	45,7	26,6	150	—				$4^1/_2$L	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
56	XII 8	22 : 21			*p*	—				—		—		
57	1937 I 26	14 : 34			*p*	—				4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
58	V 27	01 : 05			*p*	—				4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
59	VII 2	23 : 51			*p*	7,95	1,3	6,12	0,787	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
60	XI 21	12 : 40			*p*	10,80	1,2	9,00	0,954	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
61	1938 VII 4	23 : 08			*p*	33,80	1,3	26,00	1,415	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
62	VII 13	20 : 15	45,7	26,8	169	—				$5^1/_4$P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
63	VIII 17	20 : 14			*p*					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
64	1939 II 10	18 : 58			*p*					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
65	IV 5	16 : 02			*p*	7,78	1,3	5,98	0,777	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
66	IV 24	20 : 06			*p*	14,20	1,2	11,83	1,073	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
67	VI 17	03 : 41			*p*	6,38	1,35	4,73	0,674	—		—		

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
68	1939	VI	17	03 : 59	Transilvania		*n*	4,25	1,15	3,70	0,568	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
69		VI	30	12 : 03			*p*	23,80	1,25	19,04	1,280	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
70		VII	28	08 : 39			*p*	52,17	1,25	41,74	1,621	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
71		VII	28	09 : 29			*p*	5,60	1,4	4,00	0,602	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
72		VIII	1	19 : 55			*p*	4,75	1,25	3,80	0,580	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
73		VIII	3	22 : 26			*p*	14,20	1,2	11,83	1,073	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
74		IX	5	06 : 02	45,8	26,5	150	—				$5^1/_4$P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
75	1940	II	10	18 : 14	45,7	26,7	*p*	148,0	1,2	123,33	2,090	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
76		II	11	22 : 26			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
77		II	14	19 : 30			*p*	76,86	1,2	64,06	1,807	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
78		V	7	07 : 15			*p*	66,0	1,4	47,14	1,673	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
79		V	17	12 : 50			*p*	22,08	1,25	17,66	1,247	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
80		V	21	01 : 35			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
81		VI	24	09 : 57	45,9	26,6	115	635,0	1,2	545,83	2,737	$5^1/_2$P	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
82		VIII	15	18 : 43			*p*	28,9	1,2	24,08	1,380	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
83		IX	27	13 : 33			*p*	6,2	1,2	5,17	0,713	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
84		X	3	15 : 04			*p*	115,0	1,2	95,80	1,981	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
85		X	22	06 : 37	45,8	26,4	122	—				$6^1/_2$P	21,55	15	$3{,}55 \cdot 10^{21}$	$6{,}03 \cdot 10^{10}$
86		X	22	22 : 14			*p*	—				$(4^1/_2)$K	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
87		XI	6	19 : 58			*p*	67,34	1,2	56,12	1,749	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
88		XI	6	22 : 06			*p*					3,6	17,20	10	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
89		XI	8	12 : 01	45,5	26,2	100	—				$5^1/_4$P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
90		XI	10	01 : 39	45,8	26,7	133	—				7,4 P	22,90	16	$7{,}95 \cdot 10^{22}$	$2{,}82 \cdot 10^{11}$
91		XI	10	08 : 14			*p*	5,30	(1,3)	4,08	0,611	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
92		XI	10	09 : 03			*p*	33,0	(1,3)	25,38	1,405	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
93		XI	10	10 : 40			*p*	23,0	1,3	17,69	1,248	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
94		XI	10	13 : 28			*p*	67,0	1,3	51,54	1,712	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
95		XI	10	13 : 37			*p*	64,50	1,3	49,62	1,696	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
96		XI	10	13 : 40			*p*	7,10	1,3	5,46	0,736	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
97		XI	10	16 : 41			*p*	87,0	1,3	66,92	1,825	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
98		XI	10	19 : 47			*p*	48,0	1,3	36,92	1,567	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
99		XI	10	21 : 41			*p*	60,50	1,3	46,54	1,668	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
100		XI	11	06 : 34	46,0	26,8	150	—				$5^1/_2$P	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
101		XI	12	14 : 48			*p*	39,0	1,3	30,00	1,477	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
102		XI	12	20 : 57			*p*	32,0	1,3	24,60	1,391	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
103		XI	13	05 : 45			*p*	(31,0)	1,3	23,85	1,377	(4,1)	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
104		XI	13	16 : 51			*p*	171,50	1,4	122,50	2,088	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
105		XI	13	17 : 11			*p*	16,80	1,2	13,96	1,145	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
106	1940	XI	14	14 : 37			*p*	237,0	1,2	197,50	-2,296	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
107		XI	14	16 : 12			*p*					3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
108		XI	14	22 : 33			*p*	50,20	1,2	41,83	1,621	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
109		XI	15	10 : 54			*p*	15,70	1,2	13,08	1,117	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
110		XI	16	22 : 31			*p*	73,40	1,2	61,17	1,786	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
111		XI	17	06 : 01			*p*	107,30	1,2	89,42	1,951	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
112		XI	19	20 : 27	46,0	26,5	150	(530,0)	1,4	378,57	2,578	(5,3)	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
113		XI	20	08 : 09			*p*	7,80	1,35	5,78	0,762	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
114		XI	20	09 : 44			*p*	19,50	1,35	14,44	1,159	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
115		XI	20	12 : 58			*p*	6,80	1,2	5,67	0,753	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
116		XI	21	01 : 21			*p*	49,40	1,2	41,17	1,615	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
117		XI	21	12 : 18			*p*	4,40	1,2	3,67	0,566	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
118		XI	22	02 : 30			*p*	107,80	1,4	77,00	1,886	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
119		XI	22	09 : 35			*p*	10,0	1,4	7,14	0,854	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
120		XI	23	14 : 50	45,8	26,8	100	388,0	1,3	298,46	2,475	$5\frac{1}{4}$P	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
121		XI	24	21 : 39			*p*	8,50	1,4	6,07	0,783	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
122		XI	25	12 : 19			*p*	7,0	1,2	5,83	0,766	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
123		XI	25	13 : 31			*p*	6,80	1,2	5,67	0,753	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
124		XI	27	08 : 13			*p*	83,0	1,4	59,29	1,773	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
125		XII	1	17 : 19			*p*	296,0	1,3	227,69	2,358	5,1	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
126		XII	6	19 : 58			*p*	52,0	1,3	40,00	1,602	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
127		XII	10	01 : 35			*p*	169,50	1,25	135,60	2,132	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
128		XII	22	07 : 54			*p*	5,48	1,3	4,22	0,625	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
129	1941	I	6	16 : 16			*p*	36,40	1,2	30,33	1,482	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
130		I	12	15 : 48			*p*	12,50	1,3	9,61	0,983	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
131		I	13	02 : 29			*p*	5,20	1,2	4,33	0,636	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
132		I	13	03 : 39			*p*	5,80	1,2	4,83	0,684	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
133		I	29	07 : 04			*p*	279,50	1,3	215,00	2,332	5,1	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
134		II	2	04 : 44			*p*	15,70	1,2	13,08	1,117	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
135		II	9	13 : 55			*p*	3,55	1,2	2,96	0,471	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
136		II	11	08 : 32			*p*	29,20	1,25	23,36	1,368	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
137		II	13	10 : 28			*p*	16,30	1,3	12,54	1,098	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
138		III	9	22 : 37			*p*	5,73	1,4	4,093	0,612	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
139		III	12	23 : 45			*p*	—				*4,2*	18,10	*11*	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
140		III	16	06 : 50			*p*	77,0	1,4	55,00	1,740	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
141		IV	4	19 : 27			*p*	82,20	(1,25)	65,76	1,818	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
142		IV	24	23 : 21			*p*	4,08	1,2	3,40	0,531	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
143		V	14	13 : 45			*p*	65,50	1,4	46,78	1,660	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
144	1941	V	19	20 : 25			*p*	41,20	1,2	34,33	1,536	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
145		VI	27	02 : 55			*p*	86,50	1,25	69,20	1,840	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10$
146		VII	3	10 : 43			*p*	57,50	1,2	47,92	1,680	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
147		VII	25	00 : 01			*p*	27,92	1,2	23,27	1,367	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
148		VII	29	08 : 22			*p*	21,19	1,3	16,30	1,212	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
149		VIII	4	14 : 58			*p*					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
150		IX	3	20 : 55			*p*	10,98	1,25	8,78	0,944	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
151		IX	5	08 : 23			*p*	98,80	1,2	82,33	1,915	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
152		IX	26	07 : 30			*p*	27,80	1,2	23,17	1,365	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
153		XI	4	22 : 00			*p*	12,70	1,5	8,47	0,928	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
154		XII	10	00 : 52			*p*					3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
155		XII	10	07 : 23			*p*	174,50	1,3	134,23	2,128	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
156	1942	III	8	22 : 54			*p*	21,40	1,2	17,83	1,251	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
157		III	17	00 :24			*p*	79,0	1,4	56,40	1,751	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
158		IV	13	03 : 07	45,7	26,5	100	372,0	(1,4)	165,71	2,424	5,2	19,60	13	$3{,}99 \cdot 10^{19}$	$6{,}31 \cdot 10^{9}$
159		IV	27	10 : 59			*p*	(130,0)	1,2	108,33	2,025	(4,8)	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
160		V	5	04 : 58			*p*	(74,0)	1,3	56,92	1,755	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
161		VI	8	05 : 49			*p*	(24,0)	1,2	20,00	1,301	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
162		VII	3	14 : 29			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
163		VII	16	17 : 23			(*p*)					3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
164		VII	29	19 : 19	45,7	26,5	125	248,50	1,25	198,80	2,298	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
165		VIII	9	16 : 57			*p*	—				3,8Fo	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
166		VIII	21	19 : 43			*p*					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
167		VIII	27	05 : 42	45,8	26,5	100	36,60	1,2	28,00	1,447	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
168		IX	5	12 : 29			*p*	—				4,1Fo	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
169		IX	6	01 : 34			*p*	—				3,4Fo	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
170		IX	15	— : —			(*p*)	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
171		IX	20	05 : 37	45,7	26,5	142	18,15	1,2	15,13	1,180	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
172		X	3	12 : 43	45,7	26,6	125	81,50	1,4	58,21	1,765	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
173		X	14	22 : 14			(*p*)	27,70	1,1	25,18	1,391	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
174		XI	13	07 : 27			*p*	—				3,7Fo	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
175	1943	I	1	08 : 50			*p*	11,28	1,2	9,40	0,973	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
176		I	4	10 : 36			*p*	42,0	1,2	35,00	1,544	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
177		I	5	09 : 59			*p*	25,0	1,0	25,00	1,398	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
178		I	11	15 : 16			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
179		I	17	02 : 48			*p*	10,0	1,0	10,00	1,000	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
180		II	8	09 : 05			(*p*)	18,0	1,2	15,00	1,176	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
181		II	9	12 : 02			*p*	—	—			3,8Fo	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
182	1943 II 12	07 : 50			*p*	—				3,4Fo	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
183	II 19	16 : 03			(*p*)					3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
184	IV 23	20 : 55			*p*	17,30	1,2	14,42	1,159	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
185	IV 28	19 : 46	45,8	27,1	66	153,93	1,4	109,95	2,041	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
186	V 18	18 : 34	45,6	26,6	*p*	61,0	1,2	50,83	1,706	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
187	V 19	07 : 32			*p*	14,20	1,1	12,91	1,111	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
188	VI 3	06 : 43			*p*	15,20	1,2	12,67	1,103	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
189	VI 22	04 : 25	45,6	26,4	145	28,80	1,2	24,40	1,387	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
190	VI 22	19 : 22			*p*	6,50	1,2	5,42	0,734	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
191	VI 24	06 : 50			*p*					3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
192	VI 24	09 : 45			*p*	3,27	0,9	3,363	0,560	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
193	VI 28	14 : 59	45,8	26,8	200	19,90	1,2	16,58	1,220	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
194	VI 30	09 : 16			*n*	—				—				
195	VII 1	12 : 29			*p*	3,92	1,0	3,92	0,593	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
196	VII 8	13 : 58			*p*	5,22	1,2	4,35	0,638	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
197	VII 10	02 : 50	45,8	26,8	135	166,50	1,2	138,75	2,132	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
198	VII 13	12 : 20			*p*	—				3,5Fo	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
199	VII 19	10 : 16			*p*	3,0	0,8	3,75	0,574	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
200	VII 26-27	— : —			(*p*)	—				3,9 Fo	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
201	VII 31	23 : 58			*p*					3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
202	VIII 6	01 : 44			*p*	17,65	1,2	14,71	1,168	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
203	VIII 10	13 : 59			*p*	6,50	1,3	5,00	0,699	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
204	VIII 16	02 : 54			*p*	—				3,5 Fo	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
205	VIII 21	18 : 31			*p*	12,12	1,3	9,32	0,969	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
206	VIII 25	— : —			*p*	—				3,5Fo	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
207	IX 2	06 : 08			*p*	—				3,8Fo	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
208	IX 21	03 : 57			*p*	16,10	1,1	14,64	1,166	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
209	X 13	22 : 57			*p*	(22,50)	1,0	22,50	1,352	(4,1)	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
210	X 15	06 : 37	45,9	26,7	*p*	23,30	1,2	19,41	1,288	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
211	X 15	07 : 36	45,6	26,6	60	22,30	1,1	20,28	1,307	3,8t	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
212	X 20	01 : 24			(*p*)					3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
213	X 24	08 : 08			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
214	XI 11	15 : 59			*p*	6,38	1,2	5,32	0,726	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
215	XI 17	13 : 51			*n*	—				—		—		
216	XI 19	21 : 06			*p*					3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
217	XI 29	17 : 49			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
218	XII 5	15 : 54			*p*	8,35	(1,2)	6,96	0,843	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
219	XII 11	01 : 44			*p*	24,0	1,2	20,00	1,300	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
220	1943 XII 22	15 : 35	45,9	26,5	*p*	96,48	1,1	87,71	1,943	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
221	1944 I 6	03 : 40			*p*	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
222	I 22	10 : 48			*p*					3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
223	II 3	03 : 56			*p*	—				4,0Fo	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
224	II 25	16 : 59			*p*	330,50	1,2	275,42	2,440	5,2	19,60	13	$3{,}99 \cdot 10^{19}$	$6{,}31 \cdot 10^{9}$
225	III 1	15 : 47			(*p*)					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
226	III 12	21 : 19	45,8	26,5	*p*	83,50	1,2	69,58	1,842	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
227	III 17	— : —			*p*	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
228	III 18	00 : 52			*p*	6,80	1,2	5,67	0,754	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
229	III 26	17 : 32			*p*	30,90	1,2	25,15	1,401	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
230	IV 6	08 : 08			*p*	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
231	IV 7	02 : 55			*p*	21,12	1,1	19,20	1,283	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
232	IV 7	08 : 08			*p*	7,20	1,0	7,20	0,857	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
233	V 28	13 : 17			*p*	12,0	1,0	12,00	1,079	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
234	V 29	09 : 32			*p*	9,20	1,2	7,67	0,885	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
235	VI 6	07 : 51			*p*					3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{17}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
236	VI 10	06 : 16			*p*	28,25	1,1	25,68	1,410	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
237	VII 6	13 : 20			(*p*)	5,50	1,2	4,58	0,660	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
238	VII 8	10 : 50			*p*	49,0	1,2	40,83	1,611	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
239	VIII 11	15 : 43			*p*	8,70	1,2	7,25	0,860	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
240	IX 8	06 : 18			*p*	53,80	1,0	53,80	1,731	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
241	IX 8	09 . 19			*p*					4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
242	IX 10	09 . 45			*p*	12,90	1.2	10,75	1,021	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
243	XII 15	06 : 31			*p*	7,55	1,1	6,86	0,836	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
244	XII 17	12 : 22			*p*	18,70	1,1	17,00	1,230	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
245	XII 18	08 : 29			*p*	6,08	1,2	5,07	0,705	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
246	1945 I 19	16 : 17			*p*	15,40	1,0	15,40	1,187	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
247	I 19	23 : 55			*p*	43,10	1,1	39,18	1,593	4,3	18,25	11	$1{,}78 . 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
248	II 20	03 : 42			*p*	66,20	1,15	57,56	1,750	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
249	III 12	16 : 51			*p*	19,30	1.1	17.54	1,244	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
250	III 12	20 : 52	45,3	26,4	150	735,0	1,2	612,50	2,787	5,5	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
251	III 26	16 : 44			*p*	452,0	1,1	4,11	0,614	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
252	IV 11	08 : 08			*p*	5,95	1,15	5,17	0,713	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
253	IV 11	22 : 36			*p*	3,30	1,0	3,30	0,519	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
254	IV 28	02 : 08			*p*	3,12	1,3	2,40	0,380	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
255	IV 29	15 : 12			*p*	4,0	1,05	3,80	0,580	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
256	VI 12	23 : 48			*p*	8,6	1,2	7,17	0,856	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
257	VI 25	16 : 22			*p*	18,85	1,2	15,71	1,196	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
258	1945 VI 30	14 : 56			*p*	8,05	1,05	7,67	0,885	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
259	VIII 20	10 : 34			*p*	19,97	1,0	19,97	1,302	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
260	VIII 20	10 : 34			*p*	14,80	1,0	14,80	1,170	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
261	VIII 26	00 : 04			*p*	4,20	1,2	3,50	0,544	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
262	VIII 31	03 : 38			*p*	8.12	1,2	6,77	0,831	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
263	IX 7	15 : 48	45,3	26,5	100	—				$6^{1}/_{2}$P	21,55	15	$3{,}55 \cdot 10^{21}$	$6{,}03 \cdot 10^{10}$
264	IX 14	17 : 22			*p*	(302,0)	1,3	232,30	2,366	(5,1)	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
265	X 23	07 : 22			*p*	58,50	1,25	46,80	1,670	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
266	XI 13	12 : 14			*p*	11,60	1,2	9,67	0,985	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{18}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
267	XI 24	21 : 18			*p*	4,52	1,2	3,77	0,576	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
268	XII 9	06 : 09	45,3	26,4	100	—				6,0P	20,80	14	$6{,}31 \cdot 10^{20}$	$2{,}52 \cdot 10^{10}$
269	XII 13	12 : 15			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
270	XII 17	22 : 36			*p*	85,60	1,2	71,33	1,853	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
271	1946 VII 9	00 : 42			*p*	54,0	1,3	42,54	1,629	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
272	VII 12	08 : 55			*p*	—				3,8Fo	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
273	VII 18	16 : 15			*p*	—				3,4Fo	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
274	VIII 18	08 : 13			*p*	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
275	IX 7	23 : 34			*p*	—				4,0Fo	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
276	X 2	17 : 50			(*p*)					3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
277	X 3	07 : 17			*p*	173,80	1,2	144,90	2,161	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
278	XI 3	18 : 47	45,8	26,5	150	—				$5^{1}/_{2}$P	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
279	XI 15	01 : 11			*p*	120,50	1,45	83,10	1,920	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
280	XII 31	23 : 30			*p*	—				3,6Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
281	1947 I 8	09 : 24			*p*	63,0	1,3	48,46	1,685	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
282	II 15	17 : 39			*p*					3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
283	III 13	14 : 03			(*p*)	262,60	1,4	187,57	2,273	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
284	V 15	10 : 59			*p*	37,40	1,1	34,00	1,531	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
285	V 29	00 : 21			*p*	46,0	1,2	38,33	1,584	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
286	VIII 30	03 : 54			*p*	109,50	1,25	87,60	1,943	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
287	X 17	13 : 25	45,7	26,8	*p*	784,0	1,6	490,00	2,690	5,4	19,90	13	$7{,}95 \cdot 10^{19}$	$8{,}92 \cdot 10^{9}$
288	XI 22	23 : 07			*p*	150,0	1,3	115,38	2,062	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
289	XI 23	11 : 25			*p*	9,52	1,2	7,93	0,899	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
290	XI 24	20 : 35			*p*	(10,9)	1,2	9,08	0,958	(3,7)	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
291	1948 I 28	02 : 05			*p*	165,50	1,2	137,91	2,139	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
292	III 13	21 : 06	45,9	26,7	150	388,0	1,2	323,33	2,510	5,3	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
293	III 22	21 : 39			*p*	163,0	1,2	13,58	1,133	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
294	IV 18	09 : 02			*p*	36,40	1,35	26,96	1,432	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
295	IV 24	12 : 30	45,9	26,7	150	152,50	1,35	112,96	2,053	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
296	1948	IV	29	00 : 34	45,9	26,7	*p*	231,50	1,25	185,20	2,268	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
297		V	29	04 : 42			*p*	23,65	1,2	18,19	1,260	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
298		V	29	04 : 49	45,9	26,7	150	—				$5^3/_4$P	20,43	13	$2{,}70 \cdot 10^{20}$	$1{,}66 \cdot 10^{10}$
299		VII	7	12 : 41			*p*	28,90	1,25	23,12	1,364	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
300		VII	11	12 : 50			*p*	5,60	1,2	4,67	0,669	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
301		VII	29	08 : 57			*p*	186,0	1,3	143,07	2,156	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
302		VIII	9	07 : 45			*p*	65,0	1,2	54,17	1,734	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
303		VIII	20	18 : 36			*p*	36,80	1,2	30,67	1,487	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
304		X	9	03 : 10			*p*	13,80	1,2	11,50	1,061	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
305		XI	19	00 : 29			*p*	15,10	1,15	13,13	1,118	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
306		XII	22	04 : 18			*p*	127,70	1,15	111,00	2,045	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
307		XII	23	23 : 20			*p*	19,10	1,2	15,92	1,202	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
308	1949	VI	29	17 : 28			*p*	23,75	1,2	19,71	1,294	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
309		VII	7	— : —			*p*	25,12	1,2	20.93	1,321	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
310		VIII	1	17 : 25			*p*	9,50	1,2	7,92	0,899	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
311		VIII	25	08 : 38			*p*	11,95	1,05	11,38	1,056	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
312		VIII	30	14 : 38			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
313		IX	30	05 : 57			*p*	22,40	1,2	18,66	1,261	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
314		X	10	21 : 48			*p*	15,10	1,2	12,58	1,100	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
315		XI	25	03 : 17			*p*	126,50	1,25	101,20	2,005	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
316		XII	23	19 : 03			*p*	19,60	1,2	16,33	1,213	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
317		XII	26	03 : 36	45,7	26,8	*p*	399.50	1,2	332,91	2,512	(5,25)	19,68	13	$4{,}79 \cdot 10^{19}$	$6{,}92 \cdot 10^{9}$
318	1950	I	16	04 : 25	45,7	26,6	150	618,0	1,6	386,25	2,587	5,3	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
319		II	2	05 : 36			*p*	—				*4,2*	18,10	*11*	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
320		II	17	18 : 04			*p*	61,50	1,2	51,25	1,710	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
321		III	11	21 : 20			*p*	18,15	1,2	15,13	1,183	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
322		III	20	17 : 29			*p*	86,50	1,2	72,08	1,858	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
323		IV	16	16 : 50			*p*	2,55	1,2	2,13	0,328	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
324		IV	26	18 : 45			*p*	31,04	1,15	26,99	1,431	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
325		IV	27	03 : 34			*p*	(5,91)	1,2	4,93	0,693	(3,4)	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
326		IV	30	— : —			*p*					4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
327		VI	20	01 : 18	45,9	26,5	170	740,0	1,3	569,23	2,755	$5^1/_2$P	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
328		VI	29	06 : 14			*p*	11,75	1,1	10,68	1,029	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
329		VII	14	06 : 30	45,7	27,1	90	154,56	1,25	123,65	2,096	5,1	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
330		VII	14	06 : 42	45,7	27,1	90	6,42	1,15	5,58	0,747	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
331		VII	25	07 : 25			*p*	86,60	1,2	72,17	1,868	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
332		XI	9	01 : 57			*p*	14,10	1,15	12,26	1,088	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
333		XI	9	08 : 41			*p*	55,92	1,3	43,02	1,634	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
334	1951	I	23	00 : 31			*p*	15,40	1,2	12,83	1,108	3,9	17,65	11	$4,47 \cdot 10^{17}$	$6,77 \cdot 10^{8}$
335		III	18	11 : 32	45,8	26,6	150	183,0	1,3	140,76	2,149	4,9	19,15	12	$1,42 \cdot 10^{19}$	$3,81 \cdot 10^{9}$
336		IV	1	01 : 47			*p*	16,70	1,2	13,92	1,144	3,9	17,65	11	$4,47 \cdot 10^{17}$	$6,77 \cdot 10^{8}$
337		VIII	27	13 : 15			*p*	14,40	1,2	12,00	1,079	3,8	17,50	10	$3,17 \cdot 10^{17}$	$5,63 \cdot 10^{8}$
338		X	13	00 : 51			*p*	7,83	1,1	7.12	0,852	3,6	17,20	10	$1,59 \cdot 10^{17}$	$3,99 \cdot 10^{8}$
339		XII	4	00 : 30			*p*	36,90	1,2	30,75	1,488	4,2	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
340		XII	13	16 : 24			*p*	41.37	1,3	31,82	1,503	4,2	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
341		XII	27	04 : 05			(*p*)	52,0	1,2	43,33	1,637	4,4	18,40	11	$2,52 \cdot 10^{18}$	$1,59 \cdot 10^{9}$
342	1952	I	16	17 : 36	45,4	26,9	20	—				$4,2_{t}$	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
343		I	16	23 : 54	45,4	26,9	20	—				$4,7_{t}$	18,85	12	$7,08 \cdot 10^{18}$	$2,70 \cdot 10^{9}$
344		I	17	00 : 05	45,4	26,9	20	—				$4,3_{t}$	18,25	11	$1,78 \cdot 10^{18}$	$1,35 \cdot 10^{9}$
345		I	17	04 : 31	45,4	26,9	20					$3,2_{t}$	16,60	10	$3,99 \cdot 10^{16}$	$2,00 \cdot 10^{8}$
346		I	17	06 : 58	45,4	26,5	20	13,88	1,2	11,57	1,063	3,9	17,65	11	$4,47 \cdot 10^{17}$	$6,77 \cdot 10^{8}$
347		I	17	09 : 25			*p*	2,09	1,0	2,09	0,320	3,1	16,45	9	$2,82 \cdot 10^{16}$	$1,70 \cdot 10^{8}$
348		II	1	01 : 36			*p*	26,60	1,2	22,17	1,346	4,1	17,95	11	$8,92 \cdot 10^{17}$	$9,55 \cdot 10^{8}$
349		IV	29	16 : 31			*p*	—				*4,2*	18,10	*11*	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
350		V	6	04 : 07			*p*	6,40	1,2	5,33	0,727	3,5	17,05	10	$1,13 \cdot 10^{17}$	$3,39 \cdot 10^{8}$
351		V	12	16 : 44			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1,13 \cdot 10^{17}$	$3,39 \cdot 10^{8}$
352		V	24	20 : 22			*p*	13,12	1,2	10,93	1,039	3,8	17,50	10	$3,17 \cdot 10^{17}$	$5,63 \cdot 10^{8}$
353		VI	3	05 : 53	45,4	27,0	20	174,80	1,1	158,89	2,201	5,0	19,30	12	$2,00 \cdot 10^{19}$	$4,47 \cdot 10^{9}$
354		VI	3	06 : 14	45,4	27,0	20	1,71	1,0	1,71	0,233	3,0	16,30	9	$2,00 \cdot 10^{16}$	$1,42 \cdot 10^{8}$
355		VII	14	21 : 01	45,9	26,7	100	37,38	1,25	29,90	1,476	4,2	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
356		VII	16	03 : 57			*p*	85,70	1,2	71,42	1,854	4,6	18,70	12	$5,02 \cdot 10^{18}$	$2,24 \cdot 10^{9}$
357		VII	17	23 : 18			*p*	—				—		—		
358		VII	17	23 : 20			*p*	—				—		—		
359		VII	18	00 : 22			*p*	—				—		—		
360		VII	28	16 : 17			(*p*)	1,40	(1,2)	1,14	0,057	2,8	16,00	9	$1,00 \cdot 10^{16}$	$1,00 \cdot 10^{8}$
361		VII	28	23 : 28			(*p*)	10,70	1,2	8,92	0,950	3,7	17,35	10	$2,24 \cdot 10^{17}$	$4,79 \cdot 10^{8}$
362		VIII	3	16 : 36	45,6	26,5	150	262,02	1,2	218,35	2,339	5,1	19,45	13	$2,82 \cdot 10^{19}$	$5,38 \cdot 10^{9}$
363		VIII	13	16 : 45			*p*	—				$4,2_{Ba}$	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
364		X	12	13 : 43			*s*	—				—		—		
365		X	15	11 : 45			*s*	—				—		—		
366		X	15	12 : 07			*s*	—				—		—		
367		XI	4	22 : 55			*p*	—				$4,0_{Ia}$	17,80	11	$6,31 \cdot 10^{17}$	$7,95 \cdot 10^{8}$
368		XI	13	02 : 21	45,9	27,6	30	4,75	1,4	3,39	0,530	3,7	17,35	10	$2,24 \cdot 10^{17}$	$4,79 \cdot 10^{8}$
369		XI	13	02 : 39	45,9	27,6	30	16,65	1,2	13,88	1,142	4,3	18,25	11	$1,78 \cdot 10^{18}$	$1,35 \cdot 10^{9}$
370		XI	13	02 : 47	45,9	27,6	30	13,95	1,2	11,63	1,066	4,2	18,10	11	$1,26 \cdot 10^{18}$	$1,13 \cdot 10^{9}$
371		XII	10	23 : 58			*p*	15,00	1,2	12,50	1,097	(3,8)	17,50	10	$3,17 \cdot 10^{17}$	$5,63 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
372	1952 XII 27	23 : 18			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
373	1953 I 31	11 : 27				—				3,7 Vr	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
374	II 22	17 : 58	45,8	26,5	150	135,00	1,25	108,00	2,033	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
375	III 7	20 : 22				9,40	1,3	7,23	0,859	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
376	III 17	08 : 36			*p*	6,40	1,3	4,92	0,692	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
377	V 9	02 : 59	45,7	26,4	*p*	65,40	1,25	52,32	1,719	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
378	V 17	02 : 34	45,9	26,1	125	249,49	1,3	191,91	2,283	5,0	19,30	12	$2{,}00 \cdot 10^{19}$	$4{,}47 \cdot 10^{9}$
379	V 23	13 : 09	46,0	27,4	23	9,64	1,45	6,65	0,823	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
380	VI 21	13 : 05			*p*	—				4,2 Fo	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
381	VII 3	15 : 53			*p*	30,20	1,25	24,16	1,383	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
382	X 1	15 : 10			*p*	4,28	1,4	3,06	0,486	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
383	X 15	04 : 43	45,3	27,0	*n*	81,32	1,3	62,55	1,796	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
384	X 15	05 : 10	45,3	27,0	*n*	4,48	1,2	3,73	0,573	3,5 t	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
385	X 15	05 : 26	45,3	27,0	*n*	1,12	1,2	0,93	1,968	3,2 t	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
386	XI 3	03 : 01			*p*	—				*3,5*	17,05	*10*	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
387	XII 7	23 : 27			*n*	4,16	(1,2)	3,47	0,540	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
388	1954 II 11	08 : 50	45,8	26,7	140	3,26	1,3	2,51	0,400	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
389	II 28	10 : 56	45,5	27,0	60—70	1,86	1,2	1,55	0,190	3,0	16,30	9	$2{,}00 \cdot 10^{16}$	$1{,}42 \cdot 10^{8}$
390	IV 8	15 : 36	45,6	26,3	100	33,20	1,3	25,54	1,407	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
391	IV 13	10 : 06	45,7	26,8	140	194,0	1,4	138,57	2,142	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
392	V 9	09 : 25	45,6	26,3	150	19,55	1,4	13,96	1,145	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
393	VI 4	22 : 13	45,6	26,3	145	6,30	1,4	4,50	0,653	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
394	VI 26	08 : 49	45,7	26,5	190	11,28	1,2	9,40	0,973	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
395	VIII 5	21 : 22	45,5	26,3	150	3,20	1,25	2,56	0,408	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
396	VIII 12	21 : 49	45,7	26,9	80	6,16	1,4	4,40	0,643	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
397	IX 6	07 : 23	45,5	26,5	160	14,76	1,5	9,84	0,993	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
398	X 1	13 : 30	45,7	27,1	50	150,93	1,2	125,78	2,110	5,1	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
399	X 5	07 : 38	45,6	26,6	160	14,80	1,35	10,96	1,040	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
400	X 21	12 : 02	45,6	26,5	100	103,18	1,3	79,36	1,900	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
401	X 27	01 : 14	45,5	26,7	(100)	(7,23)	1,2	6,03	0,780	(3,5)	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
402	X 27	04 : 42	45,5	26,7	*p*	(51,50)	1,4	36,79	1,566	(4,3)	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
403	XI 4	21 : 09	47,7	26,7	180	3,45	1,4	2,46	0,391	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
404	XI 8	19 : 48			*p*	1,42	1,2	1,18	0,072	2,8	16,00	9	$1{,}00 \cdot 10^{16}$	$1{,}00 \cdot 10^{8}$
405	XI 25	14 : 46	45,7	26,5	180	3,45	1,2	2,88	0,459	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
406	XII 23	03 : 15	45,9	27,4	25—30	—				—	—			
407	XII	20 : 37	45,7	26,7	150	16,32	1,3	12,55	1,100	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
408	1955 I 4	21 : 28				—				3,7 Vr	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{16}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
409	I 16	11 : 14	45,7	26,6	160	6,17	1,3	4,75	0,677	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
410	1955	I	20	19 : 54	45,6	26,6	100	3,00	1,2	2,50	0,398	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
411		IV	26	00 : 10			*p*	7,50	1,2	6,25	0,796	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
412		V	1	21 : 23	45,7	26,6	150	600,0	1,4	428,60	2,632	5,4	19,90	13	$7{,}95 \cdot 10^{19}$	$8{,}92 \cdot 10^{9}$
413		V	26	06 : 00	46,0	26,6	100	19,90	1,3	15,31	1,185	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
414		V	28	02 : 45			*p*	3,28	1,2	2,73	0,436	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
415		VII	19	07 : 02	45,6	26,3	150	22,40	1,5	14,93	1,174	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
416		VII	20	07 : 46	45,8	26,4	150	6,32	1,3	4,86	0,687	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
417		VII	23	09 : 42	45,8	27,3	*s*	—				—		—		
418		VII	23	—	45,8	27,3	*s*	—				—		—		
419		VIII	11	11 : 54	45,8	27,3	*s*	—				—		—		
420		IX	14	11 : 38			*p*	6,0	1,35	4,44	0,647	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
421		IX	19	11 : 37	45,8	26,8	140	1,45	1,2	1,21	0,083	2,8	16,00	9	$1{,}00 \cdot 10^{16}$	$1{,}00 \cdot 10^{8}$
422		IX	19	13 : 08	45,8	26,8	128	8,45	1,3	6,50	0,813	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
423		IX	25	05 : 32	45,8	26,7	122	4,21	1,2	3,51	0,545	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
424		X	25	03 : 52	45,7	26,8	185	—				3,7Cl	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
425		X	29	08 : 13			*p*	0,68	1,3	0,52	1,716	2,5	15,55	9	$3{,}55 \cdot 10^{15}$	$6{,}03 \cdot 10^{7}$
426		XI	9	13 : 25	45,7	27,1	120	0,87	1,2	0,73	1,863	2,6	15,70	9	$5{,}02 \cdot 10^{15}$	$7{,}08 \cdot 10^{7}$
427		XI	14	17 : 52	45,7	26,5	175	101,0	1,3	77,69	1,890	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
428		XI	28	16 : 20	45,5	26,5	200	3,0	1,2	2,50	0,398	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
429		XII	24	18 : 43	45,5	26,3	135	10,20	1,3	7,85	0,895	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
430		XII	27	08 : 11	45,7	26,4	150	98,50	1,3	75,77	1,880	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
431	1956	I	4	21 : 29			*p*	2,72	1,3	2,09	0,320	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
432		I	26	04 : 59	45,8	26,6	60—80	—				—		—		
433		II	13	13 : 27	45,6	26,5	150	22,93	1,3	17,64	1,247	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
434		II	16	15 : 51	45,6	26,5	150	22,32	1,3	17,17	1,235	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
435		III	2	23 : 00	45,6	26,4	145	19,0	1,3	14,62	1,165	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
436		III	8	11 : 27	45,7	26,7	100	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{7}$
437		III	11	15 : 06	45,6	25,7	130	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{7}$
438		IV	18	12 : 52	46,1	27,4	25	14,80	(1,7)	8,70	0,940	4,5 t	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
439		V	7	03 : 54	45,6	26,9	130	(14,35)	1,4	10,25	1,011	$4^{1}/_{2}$L	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
440		VIII	16	23 : 44	45,6	26,5	150	36,50	1,3	28,08	1,448	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
441		VIII	21	17 : 30			*p*	13,55	1,4	9,68	0,986	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
442		IX	8	09 : 08	45,4	27,0	33	—				—		—		
443		IX	23	07 : 33	45,6	26,5	150	2,81	1,2	2,34	0,369	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
444		XI	4	01 : 24	45,7	26,9	125	14,20	1,5	9,47	0,976	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{16}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
445		XI	18	16 : 02	45,7	26,8	160	42,90	1,5	28,60	1,456	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
446		XI	19	05 : 50	45,8	26,8	150	9,65	1,2	8,04	0,905	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
447		XI	29	21 : 16	45,6	26,6	200	6,45	1,4	4,61	0,664	3,5	17,05	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
448	1956	XII	10	23 : 22	45,6	26,6	150	18,42	1,3	14,17	1,151	3,8	17.50	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
449	1957	I	6	02 : 13	45,6	26,6	150	5,52	1,2	4,60	0,663	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
450		I	6	07 : 23			*p*	(13,32)	1,2	11,10	1,045	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
451		II	17	17 : 31	45,7	26,9	85	1,72	1,2	1,43	0,155	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
452		III	2	00 : 46	45,5	26,6	*p*	6,75	1,2	5,63	0,751	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
453		IV	30	04 : 28	45,7	27,9	20	1,30	(1,2)	1,00	0,000	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
454		VI	29	23 : 32	45,7	26,8	130	4,40	1,2	3,67	0,565	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
455		IX	2	10 : 25	45,8	26,8	100	1,63	1,3	1,25	0,097	2,8	16,00	9	$1{,}00 \cdot 10^{16}$	$1{,}00 \cdot 10^{8}$
456		IX	28	12 : 37	45,4	26,2	100	6,50	1,2	5,42	0,734	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
457		XII	2	04 : 22	45,8	26,5	150	35,95	1,2	29,96	1,477	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
458		XII	23	23 : 38	45,4	26,9	25	—				4,0 L	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
459	1958	I	11	18 : 53	45,8	27,3	10	2,75	(2,0)	1,40	0,146	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
460		I	11	18 : 57	45,8	27,3	10	0,55	1,6	0,35	1,531	(2,5)	15,55	9	$3{,}55 \cdot 10^{15}$	$6{,}03 \cdot 10^{7}$
461		II	16	09 : 45	45,7	26,5	135	5,70	(1,2)	4,75	0,677	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
462		III	20	04 : 48	45,6	26,7	140	13,20	1,3	10,15	1,006	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
463		III	23	07 : 28				—				3,1 Cl	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
464		III	27	17 : 20	45,5	27,1	50	5,40	1,2	4,50	0,653	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
465		IV	7	15 : 25	45,7	26,9	180	2,98	1,2	2,48	0,394	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
466		V	21	04 : 43	45,7	26,8	145	—				2,8 Cl	16,00	9	$1{,}00 \cdot 10^{16}$	$1{,}00 \cdot 10^{8}$
467		VI	2	16 : 29	45,7	26,8	115	10,50	1,3	8,08	0,907	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
468		VI	9	18 : 47	45,7	26,6	160	32,50	1,5	21,67	1,336	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
469		VI	25	07 : 22	45,7	26,8	180		1,2		1,770	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
470		VII	20	00 : 25	45,6	26,7	135	6,35	1,2	5,29	0,723	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
471		VII	24	23 : 03	45,7	26,8	200	4,40	(1,2)	3,67	0,565	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
472		VIII	1	02 : 12	45,6	26,6	140	7,70	1,2	6,42	0,808	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
473		VIII	3	11 : 57	45,6	26,7	130	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{7}$
474		VIII	4	10 : 06	45,6	26,6	160	3,70	1,2	3,08	0,489	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
475		XI	11	23 : 07	45,5	27,1	60	—				4,0 L	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
476	1959	II	16	14 : 38	45,7	26,7	150	8,70	1,2	7,25	0,860	3,6	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
477		III	24	20 : 11	45,6	26,7	100	17,11	1,4	12,22	1,087	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
478		III	29	13 : 54	45,6	26,7	100	8,34	1,5	5,56	0,745	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
479		IV	16	11 : 02	45,8	27,4	*n*	2,87	1,2	2,39	0,378	4,1 t	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
480		IV	29	01 : 35	45,6	26,5	160	97,60	1,2	81,33	1,910	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
481		V	31	12 : 15	45,8	27,6	12	—				5,2 t	19,60	13	$3{,}99 \cdot 10^{19}$	$6{,}31 \cdot 10^{9}$
482		VI	1	04 : 07	45,8	27,6	12	—				—		—		
483		VI	26	13 : 45	45,7	26,5	134	220,0	1,4	157,14	2,196	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
484		VI	28	03 : 44	45,7	26,8	120	11,90	1,2	9,92	0,997	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
485		VI	30	07 : 26	45,8	26,5	147	156,50	1,5	104,30	2,018	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$

Tabela 1 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
486	1959 VII 22	03 : 01	45,9	25,9	150	25,50	1,5	17,00	1,230	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
487	VIII 2	03 : 33				52,10	1,5	34,73	1,541	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
488	VIII 5	11 : 53	45,9	26,6	150	23,85	1,5	15,90	1,201	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
489	VIII 18	17 : 15			*p*	—				3,4 Fo	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
490	VIII 19	15 : 32	45,9	26,8	150	314,40	1,5	209,60	2,321	5,1	19,45	12	$2{,}82 \cdot 10^{19}$	$5{,}38 \cdot 10^{9}$
491	IX 16	15 : 17			*p*	4,64	1,2	3,87	0,588	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
492	X 1	16 : 04	46,0	27,0	100	60,10	1,4	42,93	1,632	4,4	18,40	11	$2{,}52 \cdot 10^{18}$	$1{,}59 \cdot 10^{9}$
493	X 6	16 : 48			(*p*)	2,40	(1,1)	2,18	0,338	3,1	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
494	X 12	16 : 43	46,1	27,9	*n*	—				4,1 t	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
495	XI 10	09 : 02			*p*	0,85	(1,2)	0,71	1,851	2,6	15,70	9	$5{,}02 \cdot 10^{15}$	$7{,}08 \cdot 10^{7}$
496	XI 10	18 : 02	45,7	26,7	100	197,80	1,5	131,90	2,120	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
497	XII 19	02 : 35	45,8	26,6	*p*	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{7}$
498	XII 22	02 : 12			*p*	4,27	(1,2)	3,56	0,551	3,3	16,75	10	$5{,}63 \cdot 10^{16}$	$2{,}40 \cdot 10^{8}$
499	1960 I 4	12 : 51	44,6	27,0	100	—				5,5 Cl	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
500	I 5	06 : 07	45,6	26,5	150	99,60	1,5	66,40	1,822	4,6	18,70	12	$5{,}02 \cdot 10^{18}$	$2{,}24 \cdot 10^{9}$
501	I 26	20 : 27	45,8	26,7	150	505,75	1,5	337,16	2,528	5,3	19,75	13	$5{,}63 \cdot 10^{19}$	$7{,}59 \cdot 10^{9}$
502	II 26	13 : 33	45,4	26,1	110	25,18	1,35	18,65	1,271	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
503	III 10	20 : 10	45,6	26,5	150	18,12	1,2	15,10	1,179	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
504	IV 6	14 : 41			*s*	—				—		—		
505	IV 22	17 : 36			*s*	—				—		—		
506	IV 30	01 : 54			*n*	31,60	1,5	21,07	1,327	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
507	V 18	01 : 06			(*p*)	5,70	1,2	4,75	0,677	3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
508	VI 18	23 : 16	45,7	26,7	100	10,40	1,4	7,43	0,871	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
509	VII 1	09 : 05			*p*	—				4,1 B	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
510	VII 29	19 : 07	Tecuci		*n*	3,95	1,2	3,29	0,517	3,7		—		
511	VIII 14	06 : 34			*p*	3,52	(1,4)	2,51	0,400	(3,1)	16,45	9	$2{,}82 \cdot 10^{16}$	$1{,}70 \cdot 10^{8}$
512	VIII 24	01 : 41	45,7	26,5	150	14,48	1,4	10,34	1,015	3,9	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
513	IX 2	05 : 39	45,6	26,5	150	47,64	1,4	34,03	1,532	4,3	18,25	11	$1{,}78 \cdot 10^{18}$	$1{,}35 \cdot 10^{9}$
514	IX 24	04 : 40	45,4	26,4	150	29,35	(1,4)	20,96	1,321	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{8}$
515	X 1	17 : 47			*p*	7,98	1,5	5,32	0,726	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
516	X 13	02 : 21	45,7	26,8	150	852,0	1,5	568,00	2,754	5,5	20,05	13	$1{,}13 \cdot 10^{20}$	$1{,}08 \cdot 10^{10}$
517	X 13	23 : 31			*p*	13,75	1,5	9,17	0,962	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
518	XI 4	12 : 57			*n*					—		—		
519	XI 19	12 : 12			*p*	—				3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
520	XII 6	02 : 57	45,4	26,6	*p*	12,20	1,4	10,17	1,007	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
521	1961 II 15	12 : 34			*n*					—		—		
522	III 2	13 : 38			*p*	3,92	1,3	3,02	0,480	3,2	16,60	10	$3{,}99 \cdot 10^{16}$	$2{,}00 \cdot 10^{8}$
523	IV 5	10 : 16			*p*	33,48	1,3	25,75	1,411	4,2	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$

Tabela 1 (continuare)

0	1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
524	1961	IV	6	00 : 45			*s*					—		—		
525		V	20	12 : 31	45,8	26,5	*p*	11,01	1,4	7,86	0,895	3,6	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
526		VI	1	17 : 06			*p*	89,55	1,5	59,70	1,776	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
527		VI	23	05 : 37			*p*	6,66	1,3	5,12	0,709	3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
528		VI	29	18 : 09	45,5	26,6	*p*	130,38	1,4	93,13	1,969	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
529		VIII	4	19 : 39			*n*	—				$4{,}2_t$	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
530		IX	25	00 : 43			*p*	31,84	1,4	22,74	1,357	4,1	17,95	11	$8{,}92 \cdot 10^{17}$	$9{,}55 \cdot 10^{7}$
531		X	7	08 : 50			*p*	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{2}$
532		XI	17	21 : 07			*p*	—				4,2 Cl	18,10	11	$1{,}26 \cdot 10^{18}$	$1{,}13 \cdot 10^{9}$
533		XI	18	03 : 18	45,5	26,7	*p*	127,58	1,4	91,13	1,960	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
534		XII	16	18 : 08			*p*	—				3,6 Cl	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
535		XII	17	12 : 28	Bacău		*s*	—				—		—		
536	1962	II	10	10 : 45			(*n*)	—				—		—		
537		II	27	21 : 34			*p*	176,15	1,4	125,82	2,103	4,8	19,00	12	$1{,}00 \cdot 10^{19}$	$3{,}17 \cdot 10^{9}$
538		III	6	20 : 27			*p*	12,20	(1,4)	8,71	0,940	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
539		III	27	19 : 38			*p*	11,70	1,3	9,00	0,954	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
540		III	31	23 : 36			*p*	24,40	1,4	17,43	1,241	4,0	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
541		IV	22	21 : 58			*n*	32,35	1,4	23,11	1,364	4,5	18,55	12	$3{,}55 \cdot 10^{18}$	$1{,}91 \cdot 10^{9}$
542		VIII	30	07 : 46	45,5	26,7	100	183,08	1,4	130,77	2,117	4,9	19,15	12	$1{,}42 \cdot 10^{19}$	$3{,}81 \cdot 10^{9}$
543		IX	17	18 : 14			*p*	—				3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
544		IX	20	02 : 59			*p*					3,4	16,90	10	$7{,}95 \cdot 10^{16}$	$2{,}82 \cdot 10^{8}$
545		IX	27	07 : 44			*p*	—				3,5	17,05	10	$1{,}13 \cdot 10^{17}$	$3{,}39 \cdot 10^{8}$
546		XI	9	02 : 15	45,8	26,7	130	135,36	1,4	96,69	1,985	4,7	18,85	12	$7{,}08 \cdot 10^{18}$	$2{,}70 \cdot 10^{9}$
547		XII	3	16 : 58			*p*	—				2,7	15,85	9	$7{,}08 \cdot 10^{15}$	$8{,}52 \cdot 10^{7}$
548	1963	I	2	11 : 15			*p*	—				3,6 Cl	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
549		I	14	18 : 32	46,0	26,8	125	494,0	1,2	411,67	2,615	5,4	19,90	13	$7{,}95 \cdot 10^{19}$	$8{,}92 \cdot 10^{9}$
550		II	10	21 : 17			*p*	13,30	1,25	9,84	0,993	3,7	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
551		III	12	00 : 58			*p*	27,37	1,4	11,40	1,057	3,8	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
552		IV	3	19 : 50			*p*	—				3,9 Cl	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
553		IV	17	16 : 45			*p*	—				3,7 Cl	17,35	10	$2{,}24 \cdot 10^{17}$	$4{,}79 \cdot 10^{8}$
554		IV	28	13 : 01			*p*	—				3,6 Fo	17,20	10	$1{,}59 \cdot 10^{17}$	$3{,}99 \cdot 10^{8}$
555		VI	19	15 : 18			*p*	—				3,8 Cl	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$
556		VII	8	12 : 13			*p*	—				3,9 Cl	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
557		VIII	12	15 : 33			*p*	—				4,0 Cl	17,80	11	$6{,}31 \cdot 10^{17}$	$7{,}95 \cdot 10^{8}$
558		X	3	18 : 56			*p*	—				3,9 Cl	17,65	11	$4{,}47 \cdot 10^{17}$	$6{,}77 \cdot 10^{8}$
559		XI	4	17 : 03			*p*	—				3,8 Cl	17,50	10	$3{,}17 \cdot 10^{17}$	$5{,}63 \cdot 10^{8}$

Tabela 2

Catalogul cutremurelor carpatice adînci cu intensitatea $I_0 \geqslant$ VII din perioada 1801—1900 şi $I_0 \geqslant$ VIII din perioada 1601—1800

	Data		H	Epicentrul φ_N	Epicentrul λ_E	h km	I_0	M	lg$E$	K	E, erg	$E^{1/2}$, erg$^{1/2}$
1	1605 XII	24	16—17 :—	45,8	26,6	*p*	VIII	6,5	21,55	15	$3{,}55.10^{21}$	$6{,}03.10^{10}$
2	1620 XI	8	14—15 : —	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
3	1679 VIII	9	03 :—	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
4	1681 VIII	19	01—02 :—	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
5	1701 VI	12	01—02 :—	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{10}$
6	1738 VI	11	09—12 :—	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
7	1778 I	18	— :—	45,8	26,6	(*p*)	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{11}$
8	1790 IV	6	19 :29	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{11}$
9	1802 X	26	10 : 55	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
10	1829 XI	26	01 : 40	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{11}$
11	1838 I	23	18 : 45	45,8	26,6	*p*	IX	7,0	22,30	15	$2{,}00.10^{22}$	$1{,}42.10^{11}$
12	1868 XI	13	07 : 45	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{11}$
13	1880 XII	25	14 : 30	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{11}$
14	1893 VIII	17	16 : 20	45,7	26,5	*p*	VIII	6,5	21,55	15	$3{,}55.10^{21}$	$6{,}03.10^{10}$
15	IX	10	03 : 40	45,5	26,6	*p*	VII	6,0	20,80	14	$6{,}31.10^{20}$	$2{,}52.10^{10}$
16	1894 III	4	08 : 35	45,8	26,2	*p*	VII—VIII	6,3	21,25	14	$1{,}78.10^{21}$	$4{,}27.10^{10}$
17	VIII	31	12 : 20	45,8	26,6	*p*	VIII—IX	6,8	22,00	15	$1{,}00.10^{22}$	$1{,}00.10^{10}$

Tabela 3

Distribuţia energetică a cutremurelor adînci din regiunea Vrancea în perioada 1901—1963

	Anul	lg E_J							
		9	10	11	12	13	14	15	16
1	1901					—	—	—	—
2	1902					1	—	—	—
3	1903					1	—	1	—
4	1904					1	—	—	—
5	1905					—	—	—	—
6	1906					1	—	—	—
7	1907					1	—	—	—
8	1908					—	—	1	—
9	1909					—	—	—	—
10	1910					—	—	—	—
11	1911					—	—	—	—
12	1912					—	2	1	—
13	1913					2	—	—	—
14	1914					2	—	—	—
15	1915					—	—	—	—
16	1916					—	—	—	—
17	1917					—	—	—	—
18	1918					—	—	—	—
19	1919					1	—	—	—
20	1920					—	—	—	—
21	1921					—	—	—	—
22	1922					—	—	—	—
23	1923					—	—	—	—
24	1924					—	—	—	—
25	1925					—	—	—	—
26	1926					—	—	—	—
27	1927					—	—	—	—
28	1928					2	—	—	—
29	1929					2	—	—	—
30	1930					—	—	—	—
31	1931					—	—	—	—
32	1932					—	—	—	—
33	1933					—	—	—	—
34	1934					1	1	—	—
35	1935					2	—	—	—
36	1936					—	—	—	—
37	1937	—	2	2	—	—	—	—	—
38	1938	—	1	1	—	1	—	—	—
39	1939	—	7	2	—	1	—	—	—
40	1940	—	16	16	15	5	—	1	1
41	1941	—	11	10	6	—	—	—	—
42	1942	—	6	7	5	1	—	—	—
43	1943	—	26	13	3	—	—	—	—
44	1944	—	15	7	2	1	—	—	—
45	1945	1	11	7	3	1	1	1	—
46	1946	—	5	2	2	1	—	—	—
47	1947	—	3	3	3	1	—	—	—
48	1948	—	2	7	6	2	—	—	—
49	1949	—	4	4	1	1	—	—	—
50	1950	1	3	4	4	2	—	—	—
51	1951	—	2	5	1	—	—	—	—
52	1952	2	6	5	1	1	—	—	—
53	1953	—	5	2	3	—	—	—	—

Tabela 3 (continuare)

	Anul	lg E_J							
		9	10	11	12	13	14	15	16
54	1954	3	8	3	2	—	—	—	—
55	1955	5	10	2	2	1	—	—	—
56	1956	4	4	6	1	—	—	—	—
57	1957	1	5	1	—	—	—	—	—
58	1958	4	7	1	1	—	—	—	—
59	1959	3	7	4	5	—	—	—	—
60	1960	1	6	6	1	2	—	—	—
61	1961	1	4	3	3	—	—	—	—
62	1962	1	5	1	3	—	—	—	—
63	1963	—	7	4	—	1	—	—	—

DETERMINAREA MAGNITUTIDINII M

Bazaţi pe faptul că zona epicentrală Vrancea are dimensiuni mici şi deci că distanţa epicentrală a staţiilor româneşti practic rămîne constantă, s-au propus de noi pentru calculul magnitudinii cutremurelor adînci din Carpaţi relaţii de forma [5], [6]:

$$M = \lg \frac{A}{T} - \lg \left(\frac{A}{T}\right)^{*}$$

sau (1)

$$M = \lg A - \lg A^{*},$$

unde

A — maximul deplasării solului în unda P sau S,
T — perioada oscilaţiei maxime,
$-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^{*}$ şi $-\lg A^{*}$ — funcţiile de calibraţie, care în cazul nostru sînt constante.

În tabela 4 sînt prezentate valorile funcţiilor de calibraţie pentru unda S la toate cele şase staţii româneşti (Bucureşti, Cîmpulung-Muscel, Vrîncioaia, Bacău, Focşani şi Iaşi) [7].

Tabela 4

Valorile funcţiilor de calibraţie la staţiile seismice româneşti pentru unda SH

Staţia	Bucureşti	Cîmpulung	Vrîncioaia	Bacău	Focşani	Iaşi
$-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^{*}_{SH}$	2,74	2,78	2,07	2,48	1,89	2,40
$-\lg A^{*}_{SH}$	2,70	3,04	2,65	—	2,32	2,82

În cercetările noastre am adoptat ca mărime de bază a clasificării cutremurelor adînci magnitudinea M, determinată la stația București din unda SH conform relației

$$M_{SH} = \lg \frac{A}{T} + 2{,}74. \tag{2}$$

Relația (2) s-a aplicat pentru cutremurele din perioada 1901—1963, perioadă pentru care am dispus de informații instrumentale asupra amplitudinii A și perioadei T la stația București.

În foarte puține cazuri am folosit observațiile celorlalte stații românești sau am adoptat pentru M valorile obținute de V. Kárník și L. Ruprechtová [8] pe baza undelor de suprafață.

Pentru cutremurele anterioare anului 1900, magnitudinea M a fost calculată cu ajutorul relației stabilite de noi între magnitudinea M și intensitatea maximă I_0 [9]

$$M = 0{,}50\ I_0 + 2{,}54 \tag{3}$$

pentru cutremurele adînci din Vrancea ($h \sim 150$ km).

Relația (3) a fost obținută pe baza informațiilor a 39 de cutremure cu $4{,}0 \leqslant I_0 \leqslant 9{,}5$ grade, produse în perioada 1908—1963.

Magnitudinea cutremurelor puțin adînci ($h < 100$ km) a fost determinată cu ajutorul curbelor $\sigma(\Delta)$ propuse de V. Kárník, precum și pe baza duratei $t = F - eS$ [10]. În cercetările noastre am luat ca bază M_t, iar în cazul cînd aceasta lipsește sau este nesigură, am luat magnitudinea M_σ.

Dintre cele 67 de cutremure catalogate ca fiind puțin adînci a fost calculată magnitudinea M pentru 45; restul de 22 au fost cutremure foarte slabe sau materialul de observație necesar clasificării a fost incomplet.

Există deci practic determinată magnitudinea M pentru toate cutremurele din regiunea Vrancea înregistrate în perioada 1901—1963, deci și posibilitatea calculului energiei seismice E_i a fiecărui cutremur pe baza unei relații de forma

$$\lg E = a + b\,M. \tag{4}$$

S-a creat deci posibilitatea clasificării magnitudinale și deci energetice a cutremurelor adînci din Carpați, deci posibilitatea studiului *cantitativ al seismicității regiunii Vrancea.*

Clasificarea magnitudinală a cutremurelor adînci din Vrancea ne-a permis studiul relației între magnitudinea M și frecvența N [9], folosind atît formula propusă de B. Gutenberg și C. F. Richter:

$$\lg N = a + b\ (8 - M), \tag{5}$$

cît și formula propusă de C. Tsuboi:

$$\lg n = \left(1 - \frac{M}{M_e}\right) \lg n_0. \tag{6}$$

Pe baza observaţiilor cutremurelor adînci cu $M \geqslant 5{,}5$ produse în perioada 1901—1963 au fost obţinute formulele

$$\begin{aligned} \lg N &= -1{,}77 + 0{,}68\,(8 - M), \\ \lg n &= 5{,}47 - 0{,}68\,M \end{aligned} \tag{7}$$

sau

$$\begin{aligned} \lg N &= 3{,}67 - 0{,}68\,M, \\ \lg n &= \left(1 - \frac{M}{M_x}\right) \times 5{,}47. \end{aligned} \tag{8}$$

Se observă că este satisfăcută relaţia stabilită de C. Tsuboi $\alpha = 8\beta$, adică există în Vrancea numai un singur cutremur cu magnitudinea $M = 8$, independent de loc şi de timp.

Amintim că, în studiile lor asupra seismicităţii zonei Carpaţilor, V. Kárník şi L. Ruprechtová [8] au obţinut pentru Carpaţii estici ($h = i$; $4{,}5 \leqslant M \leqslant 7{,}7$) următoarea relaţie :

$$\lg n = 5{,}12 - 0{,}69\,M. \tag{9}$$

Se observă că valoarea coeficientului b practic coincide în formulele (8) şi (9).

Merită să remarcăm faptul că valoarea $b = 0{,}68$ găsită de noi pentru Carpaţii estici şi în general valoarea $b = 0{,}61—0{,}72$ obţinută de V. Kárník şi L. Ruprechtová [8] pentru diferite părţi ale zonei Carpaţilor este în bună concordanţă cu cercetările lui S. Miyamura [11], care susţin că în diferite regiuni ale Pămîntului coeficienţii a şi b sînt diferiţi, iar diferenţele se corelează cu tectonica. Coeficientul b pentru structurile tinere este mai mare decît pentru structurile foarte vechi (blocuri).

Astfel, pentru arcul Oceanului Pacific şi zona orogenetică a Alpilor, $b = 1{,}0—0{,}7$; pentru structurile foarte vechi în blocuri $b = 0{,}7—0{,}6$.

Deci valoarea coeficientului $b = 0{,}68$ susţine pentru Carpaţi o structură în blocuri.

DETERMINAREA ENERGIEI SEISMICE E

Luînd ca bază valorile energiei E determinate la Lvov şi valorile magnitudinii M determinate la Pasadena şi Bucureşti, a fost obţinută pentru cutremurele adînci din Vrancea formula [12]

$$\lg E = 11{,}05 + 1{,}66\,M, \tag{10}$$

care, practic, nu diferă de aceea dată de B. Gutenberg în 1954.

Folosind valorile E obţinute pe baza mecanismului cutremurelor carpatice adînci, în ipoteza sursei teoriei dislocaţiei, a fost obţinută formula [13]

$$\lg E = 11{,}8 + 1{,}5\,M, \tag{11}$$

care coincide cu formula lui B. Gutenberg şi C. F. Richter.

Diferența dintre formulele (10) și (11) în cazul regiunii Vrancea se datorește sistemelor de energie luate ca bază, deoarece valorile magnitudinii M au fost aceleași în ambele cazuri.

Necesitatea clasificării cutremurelor adînci din Carpați conduce la următoarea întrebare : relațiile (10) sau (11) pot fi folosite pentru determinarea energiei cutremurelor adînci din Vrancea? Răspunsul este afirmativ, deoarece :

— diferența dintre M_{LH}, determinată la Lvov, și M_{SH}, determinată la București, este foarte mică ;

— relațiile (10) și (11) au fost obținute pentru Vrancea folosind M_{SH}, determinat la București.

Ținînd seama de cercetările lui S. L. Soloviev, care arată că cea mai probabilă relație între E și M este de forma

$$\lg E = 11{,}5 \div 12 + 1{,}5\ M, \tag{12}$$

vom folosi pentru calculul energiei cutremurelor carpatice adînci formula (11).

Pe baza formulei (11) a fost obținută distribuția anuală a energiei E (erg) și a tensiunilor elastice $E^{1/2}$ ($\text{erg}^{1/2}$) pentru perioada 1901—1963 (tabela 5).

Energia totală E_p eliberată de cutremurele adînci ($h \geqslant 100$ km) este egală cu $11{,}24 \cdot 10^{22}$ erg, iar energia E_n totală eliberată de cutremurele puțin adînci ($h < 100$ km) este de $2{,}76 \cdot 10^{20}$ erg ; raportul $\frac{E_p}{E_n} = 4{,}1 \cdot 10^2$, iar raportul $\frac{E_p^{1/2}}{E_n^{1/2}} = 0{,}22 \cdot 10^2$.

A fost de asemenea determinată suma energiei seismice ΣE_i (erg) și suma deformațiilor elastice $\Sigma E_i^{1/2}$ ($\text{erg}^{1/2}$) pentru focarul adînc din Vrancea în diferite intervale de timp (tabela 6).

Din analiza tabelei 6 reiese că energia seismică eliberată de focarul adînc din Vrancea într-un interval de 100 de ani este de ordinul 10^{23} erg.

În ceea ce privește perioada 1901—1963, cea mai complet studiată, remarcăm că din cantitatea de $11{,}24 \cdot 10^{22}$ erg energie eliberată în timpul celor 492 de cutremure adînci cu $M \geqslant 2{,}5$, cutremurului din 10 noiembrie 1940 ($M = 7{,}4$) îi revine $7{,}95 \cdot 10^{22}$ erg, adică 70,7%. Anului 1940 — anul cu cea mai bogată activitate seismică — îi revine $8{,}36 \cdot 10^{22}$ erg, adică 74,4% din energia totală eliberată.

Cantitatea medie anuală de energie eliberată în perioada 1901—1963 este de $1{,}78 \cdot 10^{21}$ erg, iar cantitatea medie anuală de energie eliberată în perioada 1601—1963 este de $0{,}86 \cdot 10^{21}$ erg.

Pentru evaluarea seismicității regiunii Vrancea vom folosi, în primă etapă, două mărimi [14] : seismicitatea specifică S, care exprimă mersul degajării energiei și fluxul tectonic F, care exprimă mersul eliberării deformației.

Seismicitatea specifică S se exprimă cantitativ prin formula :

$$S = \frac{K_1}{s\,t} \int_s \int_t J \, ds \, dt, \tag{13}$$

Tabela 5

Distribuția energiei și a tensiunilor elastice pe ani în perioada 1901–1963

Anul	$E^{1/2} \cdot 10^{11}$ erg$^{1/2}$	$E \cdot 10^{19}$ erg	N_p	Anul	$E^{1/2} \cdot 10^{11}$ erg$^{1/2}$	$E \cdot 10^{19}$ erg	N_p
1901	—	—	—	1933	—	—	—
1902	0,076	5,63	1	1934	0,459	156,79	5
1903	0,874	507,63	3	1935	0,177	16,09	6
1904	0,080	5,63	2	1936	0,081	3,24	12
1905	—	—	—	1937	0,027	0,22	4
1906	0,080	5,63	1	1938	0,085	4,94	3
1907	0,080	5,63	1	1939	0,122	5,24	10
1908	0,934	852,00	1	1940	4,510	8 358,75	54
1909	—	—	—	1941	0,337	7,80	27
1910	—	—	—	1942	0,263	8,69	19
1911	—	—	—	1943	0,286	3,75	42
1912	1,212	628,20	3	1944	0,238	5,93	25
1913	0,152	11,26	2	1945	1,162	433,89	25
1914	0,152	11,26	2	1946	0,219	13,85	10
1915	—	—	—	1947	0,249	12,33	10
1916	—	—	—	1948	0,516	40,46	17
1917	0,045	2,00	1	1949	0,153	6,16	10
1918	—	—	—	1950	0,332	19,41	14
1919	0,076	5,63	1	1951	0,100	2,06	8
1920	—	—	—	1952	0,157	3,98	15
1921	—	—	—	1953	0,133	3,63	10
1922	—	—	—	1954	0,128	2,41	16
1923	—	—	—	1955	0,193	9,17	20
1924	—	—	—	1956	0,093	0,91	15
1925	—	—	—	1957	0,200	0,19	6
1926	—	—	—	1958	0,059	0,55	13
1927	—	—	—	1959	0,262	8,02	19
1928	0,145	10,42	2	1960	0,286	18,04	16
1929	0,242	32,63	2	1961	0,119	1,52	11
1930	—	—	1	1962	0,125	3,26	10
1931	—	—	—	1963	0,152	8,32	12
1932	—	—	3				

Tabela 6

Suma energiei seismice și a deformațiilor elastice în diferite perioade pentru cutremurele adînci din Vrancea

	Perioada	$\Sigma E_i \cdot 10^{22}$ erg	$\Sigma E_i^{1/2} \cdot 10^{11}$ $erg^{1/2}$	Numărul cutremurelor	M
1	1601—1700	5,00	4,86	4	$\geq$6,5
2	1701—1800	6,36	4,42	4	$\geq$6,5
3	1801—1900	8,60	8,13	9	$\geq$6,0
4	1901—1963	11,24	15,10	492	$\geq$2,5
5	1601—1963	31,20	32,51		

Observații: $\lg E_i = 11{,}8 + 1{,}5\ M_{SH}$ ($M_{SH} = \lg \frac{A}{T} + 2{,}74$; $M = 0{,}50 + 2{,}54\ I_0$).

Alte cercetări [13]: $\Sigma E_i = 8{,}76 \cdot 10^{22}$ erg (pe baza observațiilor din perioada 1937—1962; 377 de cutremure cu $M \geq 2{,}7$).

sau

$$S = \frac{K_1}{s\,t} \sum_s \sum_t E_i, \tag{13'}$$

unde s este suprafața zonei seismice, t timpul de observație, iar K_1 o constantă care depinde de unitățile de măsură folosite.

Fluxul tectonic F se exprimă cantitativ prin formula

$$F = \frac{K_2}{s\,t} \int_s \int_t J\ \mathrm{d}s\ \mathrm{d}t. \tag{14}$$

Pentru zona epicentrală Vrancea vom adopta suprafața $s = 2\,350$ km². Această cifră reprezintă valoarea ariei unui trapez care, pin compensații, aproximează zona epicentrală Vrancea (fig. 3).

Amintim că pentru evaluarea suprafeței s s-au folosit toate epicentrele determinate sigur pentru perioada 1901—1963.

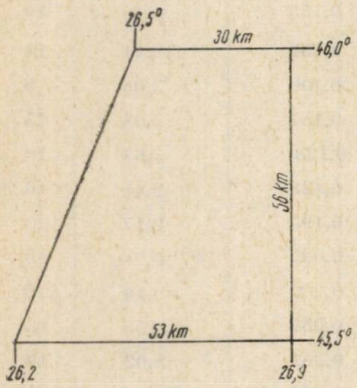


Fig. 3. — Suprafața zonei epicentrale Vrancea $\left(s = (53 + 30)\ \frac{56}{2} = 2\,352\ \mathrm{km}^2\right)$.

Adoptînd pentru s valoarea amintită și ținînd seamă de rezultatele de mai sus asupra energiei și deformațiilor elastice, se obține pentru S și F sistemul de valori prezentat în tabela 7.

Se observă că valorile lui S și F calculate pentru diferite perioade de timp sînt apropiate, ceea ce arată că regimul seismic este aproximativ constant pe perioade lungi.

PARAMETRII FUNDAMENTALI AI REGIMULUI SEISMIC AL REGIUNII VRANCEA

Pentru obținerea parametrilor regimului seismic al regiunii Vrancea am construit graficele de frecvență

$$\lg \overline{N} = A - \gamma \lg E \tag{15}$$

pentru diferite intervale de timp din perioada 1801—1963.

Metodica folosită este aceea descrisă în monografia *Metodele studiului detaliat al seismicității*, elaborată la Institutul de fizica Pămîntului din Moscova [3].

Tabela 7

Activitatea seismică și fluxul tectonic în diferite perioade pentru regiunea Vrancea

	Perioada	$S \times 10^{18}$ erg. km^{-2}.an^{-1}	$F.10^{7}$ erg$^{1/2}$. km^{-2} .an^{-1}
1	1601—1700	0,21	0,02
2	1701—1800	0,27	0,02
3	1801—1900	0,37	0,35
4	1901—1963	0,76	1,02
5	1601—1963	0,40	0,35

Observații:

$S = \frac{\Sigma E_i}{s.t}$; $F = \frac{\Sigma E_i^{1/2}}{s.t}$; s = aria zonei epicentrale;

t = perioada de observație.

Alte cercetări [13]:

$S = 1{,}68.10^{18}$ erg. km^{-2}.an^{-1};

$F = 1{,}80.10^{7}$ erg$^{1/2}$ km^{-2}.an.

(Valori obținute pe baza observațiilor din perioada 1937—1962; 377 de cutremure cu $M \geqslant 2{,}7$; $s = 2.10^{3}$ km^{2}).

Graficele de frecvență a cutremurelor se caracterizează prin trei parametrii: γ, A și R:

γ — înclinarea graficului de frecvență; este o mărime suficient de stabilă pentru diferite regiuni. Constanța parametrilor ($\gamma = 0{,}45 \pm 0{,}5$) pentru diferite nivele ale energiei și frecvenței N permite de a considera pe γ ca parametrul universal al regimului seismic;

A — activitatea seismică; reprezintă nivelul graficului de frecvență pentru o anumită valoare K_0 (în cercetările noastre vom lua $K_0 = 10$). Legătura dintre densitatea frecvenței cutremurelor N_K^* pentru o anumită clasă de energie K și mărimile K, K_0, A și γ în limitele unei relații liniare între $\lg N$ și $\lg E$, adică pentru $\gamma = \text{const.}$, se reprezintă prin formula

$$N_K^* = 10^{\lg A + \gamma(K_0 - K)}; \qquad (16)$$

R — măsura împrăștierii frecvenței cutremurelor, care în condițiile unui regim normal este aproximativ egală cu unitatea. Tendința $R \to 1$ indică absența legăturii dintre momentele de producere a cutremurelor, adică arată că cutremurele se supun legii lui Poisson [4].

În cercetările noastre vom considera regimul ca normal cînd măsura împrăștierii R este egală cu unitatea, iar dacă $R > 2$, regimul este anormal.

Folosind observațiile asupra cutremurelor carpatice adînci din perioada 1801—1963, au fost întocmite graficele de frecvență pentru o serie de intervale în diferite ipoteze.

Datele de bază ale studiului nostru sînt prezentate în tabelele 8 și 9.

Tabela 8

Date asupra numărului de cutremure ΣN de diferite clase energetice (K=10–16) pentru regiunea Vrancea (s =2,35.10³ km²) în diferite perioade de observaţie t şi valoarea frecvenţei medii anuale $\overline{N}$

	Perioada	$K = \lg E_J$																					
		10			11			12			13			14			15			16			
		ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t
1	1959–1963	29	5,8	5	18	3,6	5	12	2,4	5	3	0,6	5	—	—	5	—	—	5	—	—	5
2	1954–1963	63	6,3	10	31	3,1	10	18	1,8	10	4	0,4	10	—	—	10	—	—	10	—	—	10
3	1949–1963	83	5,5	15	51	3,4	15	28	1,9	15	8	0,5	15	—	—	5	—	—	15	—	—	15
4	1944–1963	119	6,0	20	77	3,9	20	44	2,2	20	14	0,7	20	1	0,05	20	1	—	20	—	—	20
5*a*	1939–1963	185	7,4	25	125	5,0	25	73	2,9	25	21	0,8	25	1	0,04	25	2	0,08	25	1	—	25
5*b*	1939–1963	175	7,0	25	112	4,5	25	65	2,6	25	18	0,7	25	1	0,04	25	2	0,08	25	1	—	25
6*a*	1937–1941	37	7,4	5	31	6,2	5	21	4,2	5	7	1,4	5	—	—	5	1	—	5	1	—	5
6*b*	1937–1941	27	5,4	5	18	3,6	5	13	2,6	5	4	0,8	5	—	—	5	1	—	5	1	—	5
7	1801–1963				128	4,7	27	73	2,7	27	36	0,6	27	4	0,06	63	12	0,07	163	1	—	163

Observaţii:

t – timpul de observaţie în ani;

5*a* – totalitatea cutremurelor din perioada 1939–1963, considerînd şi replicile cutremurului din 1940 XI 10.

5*b* – totalitatea cutremurelor din perioada 1939–1963, fără a considera replicile cutremurului din 1940 XI 10,

6*a* şi 6*b* – aceeaşi situaţie ca la 5*a* şi 5*b*, însă pentru perioada 1937 – 1941.

Tabela 9

Date asupra numărului de cutremure ΣN de diferite clase energetice (K=11–16) pentru regiunea Vrancea (s=2,35–10³ km²) în diferite perioade de observaţie şi valoarea frecvenţei medii anuale $\overline{N}$

Clasa K	11	12	13	14	15	16
Perioada	1937–1963	1937–1963	1937–1963	1901–1963	1801–1963	1801–1963
ΣN	128	73	36	4	12	1
$\overline{N}$	4,74	2,70	0,57	0,063	0,074	
lg $\overline{N}$	0,68	0,93	−0,24	−1,20	−1,13	

Rezultatele cercetărilor noastre sînt prezentate în tabela 10.

Prezentarea grafică a datelor din tabela 10 (coloana 7) este dată în figurile 4–10, care reprezintă graficele de frecvenţă $\overline{N}(K)$ pentru $K = 11-13$ (în grafic au fost trecute toate clasele).

Parametrii fundamentali ai regimului seismic adoptaţi pentru perioada respectivă sînt daţi în partea stîngă a tabelei 9 (coloanele 3 şi 5–6).

Datele numerice necesare caracterizării activităţii seismice sînt prezentate în tabelele 11–16.

Astfel tabelele cuprind :

$\sigma_N = \sqrt{\frac{(N_i - \overline{N})^2}{n-1}}$ — deviaţia medie standard a unei determinări N ;

$\delta_N = \frac{\sigma_N}{\overline{N}}$ — deviaţia relativă a unei determinări ;

$\sigma_{\overline{N}} = \frac{\sigma_N}{\sqrt{n}}$ — deviaţia standard a valorii medii ;

$\delta_{\overline{N}} = \frac{\sigma_N}{\overline{N}}$ — deviaţia standard a valorii medii $\overline{N}$;

$R_K = \frac{\sigma_N}{\sqrt{\overline{N}}} = \delta_N \cdot \sqrt{\overline{N}}$ — măsura împrăştierii frecvenţei cutremurelor ;

$\sigma_{R_K} = \delta_{\overline{N}} \sqrt{\overline{N}\,(0{,}027 + 0{,}0109\ \delta_{\overline{N}}^2)}$.

Valoarea medie a măsurii împrăştierii R a frecvenţei cutremurelor s-a determinat cu formula

$$R = \frac{\sum R_K W_K}{\sum W_K}, \tag{17}$$

unde ponderea W_K este egală cu $\frac{1}{\sigma_{R_K}^2}$.

Tablea 10

Parametrii principali ai regimului seismic al regiunii Vrancea

$s = 2{,}35 \cdot 10^3$ km^2; $N^*_{10} = \dfrac{\overline{N}_{10}}{s}$; $R_k = \dfrac{\sigma N}{\sqrt{\overline{N}}}$

	Perioada	γ	$\overline{N}_{10}$	N^*_{10}	R_{11-13}	$\lg \overline{N} = A - \gamma \lg E$ $(K = 11-13)$	Diferite combinații pentru determinarea parametrilor A, γ și R
1	1959—1963	0,39	10,5	4,5	1,12	$\lg \overline{N} = 4{,}92 - 0{,}39\,K$	$\lg \overline{N} = 3{,}96 - 0{,}31\,K$ $(K = 10-13$; $N_{K \geqslant 14} = 0)$; $R_{10-13} = 0{,}98$
2	1954—1963	0,45	9,1	3,9	1,12	$\lg \overline{N} = 5{,}46 - 0{,}45\,K$	$\lg \overline{N} = 4{,}69 - 0{,}38\,K$ $(K = 10-13$; $N_{K \geqslant 14} = 0)$; $R_{10-13} = 1{,}25$
3	1949—1963	0,47	10,1	4,3	1,00	$\lg \overline{N} = 5{,}75 - 0{,}47\,K$	$\lg \overline{N} = 4{,}42 - 0{,}36\,K$ $(K = 10-13$; $N_{K \geqslant 14} = 0)$; $R_{10-13} = 0{,}97$
4	1944—1963	0,38	9,1	3,9	1,01	$\lg \overline{N} = 4{,}76 - 0{,}38\,K$	$\lg \overline{N} = 3{,}92 - 0{,}31\,K$ $(K = 10-13$; $N_{14-15} = 1)$; $R_{10-13} = 1{,}08$
5*a*	1939—1963	0,39	13,9	5,9	1,56	$\lg \overline{N} = 5{,}04 - 0{,}39\,K$	$\lg \overline{N} = 6{,}14 - 0{,}47K$ $(K = 11-13{,}15$; $N_{14} = N_{16} = 1)$; $R_{11-13{,}15} = 1{,}34$
5*b*	1939—1963	0,40	12,6	5,4	1,28	$\lg \overline{N} = 5{,}10 - 0{,}40\,K$	$\lg \overline{N} = 5{,}76 - 0{,}45K$ $(K = 11-13{,}15$; $N_{14} = N_{16} = 1)$; $R_{11-13{,}15} = 1{,}21$
6*a*	1937—1941	0,32	14,5	6,2	2,54	$\lg \overline{N} = 4{,}36 - 0{,}32\,K$	$\lg \overline{N} = 5{,}15 - 0{,}39\,K$ $(K = 11-15$; $N_{14} = 0)$; $R_{10-13} = 2{,}48$; $R_{11-15} = 1{,}77$
6*b*	1937—1941	0,34	9,6	4,1	1,64	$\lg \overline{N} = 4{,}38 - 0{,}34\,K$	$\lg \overline{N} = 4{,}32 - 0{,}34\,K$ $(K = 11-15$; $N_{14} = 0)$; $R_{10-13} = 1{,}67$; $R_{11{,}15} = 1{,}82$
7	1801—1963						$\lg \overline{N} = 5{,}96 - 0{,}47K$ $(K = 11-13{,}15)$; $N_{14} = 4$; $N_{16} = 1)$

Observații:

5*a* — totalitatea cutremurelor din perioada 1939—1963, considerînd replicile cutremurului din 1940 XI 10.

5*b* — totalitatea cutremurelor din perioada 1939—1963, fără a considera replicile cutremurului din 1940 XI 10.

6*a* și 6*b* — aceeași situație ca la 5*a* și 5*b*, însă pentru perioada 1937—1941.

6*a*. $\lg \overline{N} = 4{,}52 - 0{,}34\,K$ $(K = 11-16$; $N_{14} = 0)$

7. $\lg \overline{N} = 6{,}53 - 0{,}53\,K$ $(K = 11-15)$

Alte cercetări [13]:

$\lg \overline{N} = 6{,}18 - 0{,}51\,K$ $(K = 10-16)$; $A_{11} = 3{,}7$ an^{-1}; $R_m = 1{,}40$ (pe baza observațiilor din perioada 1801—1962; $s = 2 \cdot 10_3$ km^2)

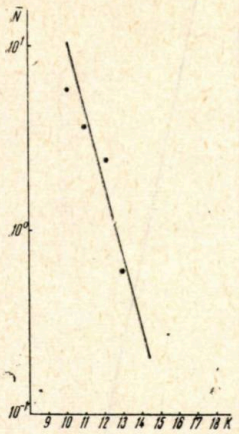


Fig. 4. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1959 — 1963, ($K = 11-13$).

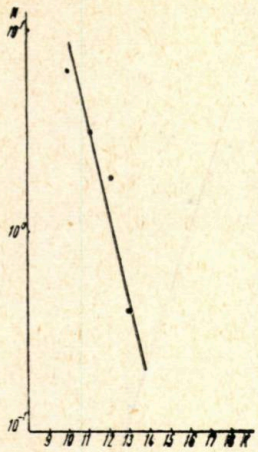


Fig. 5. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1954 — 1963, ($K = 11-13$).

Fig. 6. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1949 — 1963, ($K = 11-13$).

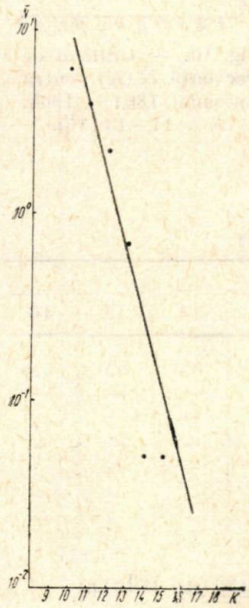


Fig. 7. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1944 — 1963, ($K = 11-13$).

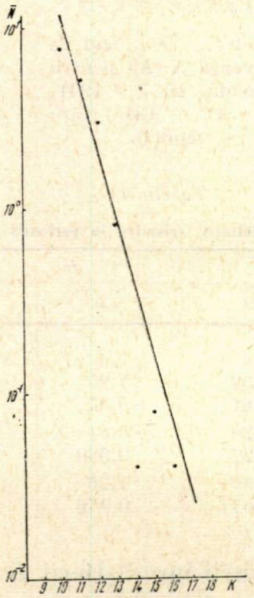


Fig. 8 *a*. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1939 — 1963, ($K = 11-13$).

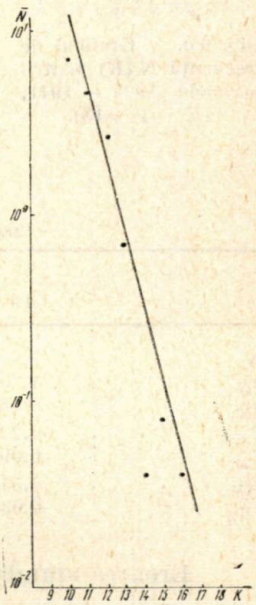


Fig. 8 *b*. — Graficul de frecvență $\bar{N}(K)$ pentru perioada 1939 — 1963, ($K = 11 - 13$), (fără replici).

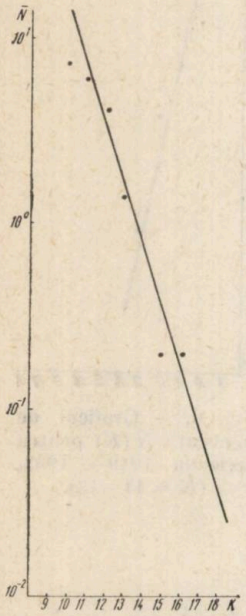


Fig. 9 *a*. — Graficul de frecvență $\overline{N}(K)$ pentru perioada 1937 — 1941, ($K = 11-13$).

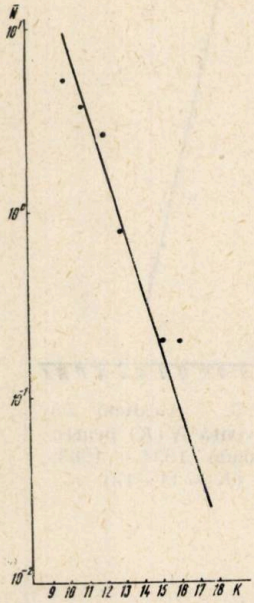


Fig. 9 *b*. — Graficul de frecvență $\overline{N}(K)$ pentru perioada 1937 — 1941, ($K = 11$ — 13), (fără replici).

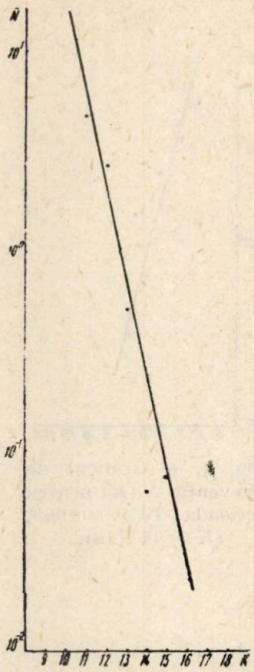


Fig. 10. — Graficul de frecvență $\overline{N}(K)$ pentru perioada 1801 — 1963, ($K = 11-13\,;15$).

Tabela 11

Caracteristica activității seismice în perioada 1959—1963

	K						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	5,8	3,6	2,4	0,6	0,0	0,0	0,0
σ_N	1,30	1,82	1,95	0,89	—	—	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,58	0,81	0,87	0,40	—	—	—
δ_N	0,22	0,20	0,81	1,48	—	—	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,098	0,225	0,360	0,660	—	—	—
R_K	0,54	0,96	1,26	1,14	—	—	—
σ_{R_K}	0,039	0,071	0,076	0,091	—	—	—

Eroarea standard a măsurii împrăștierii R este dată de relația

$$\sigma_R = \frac{1}{\sqrt{\sum W_K}} = \frac{1}{\sqrt{\sum \frac{1}{\sigma_{B_K^2}}}} \qquad (18)$$

Tabela 12

Caracteristica activităţii seismice în perioada 1954–1963

	K						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	6,3	3,1	1,8	0,4	0,0	0,0	0,0
σ_N	1,88	1,91	1,55	0,70	—	—	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,59	0,60	0,49	0,22	—	—	—
δ_N	0,30	0,62	0,86	1,75	—	—	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,095	0,20	0,27	0,55	—	—	—
R_K	0,75	1,09	1,17	1,09	—	—	—
σ_{R_K}	0,040	0,058	0,060	0,061	—	—	—

Tabela 13

Caracteristica activităţii seismice în perioada 1949—1963

	K						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	5,5	3,4	1,9	0,5	0,0	0,0	0,0
σ_N	2,07	1,72	1,44	0,74	—	—	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,53	0,44	0,37	0,19	—	—	—
δ_N	0,38	0,51	0,76	1,48	—	—	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,098	0,13	0,20	0,38	—	—	—
R_K	0,88	0,93	1,04	1,04	—	—	—
σ_{R_K}	0,038	0,040	0,046	0,045	—	—	—

Tabela 14

Caracteristica activităţii seismice în perioada 1944—1963

	K						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	6,0	3,9	2,2	0,7	0,05	0,05	—
σ_N	3,22	2,04	1,58	0,79	0,22	0,22	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,72	0,46	0,35	0,18	0,01	0,01	—
δ_N	0,54	0,52	0,72	1,13	4,40	4,40	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,12	0,12	0,16	0,25	0,20	0,20	—
R_K	1,29	1,01	1,07	0,94	1,00	1,00	—
σ_{R_K}	0,048	0,039	0,039	0,035	0,007	0,007	—

Tabela 15a

Caracteristica activităţii seismice în perioada 1939—1963

	K						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	7,4	5,0	2,9	0,8	0,04	0,08	0,04
σ_N	5,29	3,71	3,07	1,11	0,20	0,28	0,20
$\sigma_{\overline{N}}$	1,06	0,74	0,61	0,22	0,04	0,06	0,04
δ_N	0,71	0,74	1,06	1,39	5,00	3,50	5,00
$\delta_{\overline{N}}$	0,14	0,15	0,21	0,28	1,00	0,70	1,00
R_K	1,94	1,66	1,80	1,22	1,00	1,00	1,00
σ_{R_K}	0,063	0,055	0,059	0,042	0,039	0,036	0,039

Tabela 15b

Caracteristica activității seismice pentru perioada 1939—1963 (fără replici)

	$K = \lg E_J$						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	7,0	4,5	2,6	0,7	0,04	0,08	0,04
σ_N	4,08	2,91	1,98	0,75	0,20	0,28	0,20
$\sigma_{\overline{N}}$	0,82	0,58	0,40	0,15	0,04	0,06	0,04
δ_N	0,58	0,65	0,76	1,07	5,00	3,50	5,00
$\delta_{\overline{N}}$	0,12	0,13	0,15	0,21	1,00	0,70	1,00
R_K	1,55	1,37	1,23	0,88	1,00	1,00	1,00
σ_{R_K}	0,052	0,045	0,040	0,030	0,040	0,036	0,040

Tabela 16a

Caracteristica activității seismice în perioada 1937—1941

	$K = \lg$						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	7,4	6,2	4,2	1,4	—	0,20	0,20
σ_N	6,27	6,58	6,58	2,08	—	0,45	0,45
$\sigma_{\overline{N}}$	2,80	2,94	2,94	0,93	—	0,20	0,20
δ_N	0,85	1,06	1,57	1,49	—	2,25	2,25
$\delta_{\overline{N}}$	0,38	0,47	0,70	0,67	—	1,00	1,00
R_K	2,31	2,64	3,21	1,76	—	1,00	1,00
σ_{R_K}	0,175	0,201	0,258	0,142	—	0,087	0,087

Tabela 16b

Caracteristica activității seismice în perioada 1937—1941 (fără replici)

	$K = \lg E_J$						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	5,2	3,8	2,6	0,8	—	0,20	0,20
σ_N	4,02	3,63	3,58	0,74	—	0,45	0,45
$\sigma_{\overline{N}}$	1,80	1,62	1,60	0,33	—	0,20	0,20
δ_N	0,77	0,96	1,38	0,93	—	2,25	2,25
$\delta_{\overline{N}}$	0,34	0,43	0,62	0,42	—	1,00	1,00
R_K	1,76	1,86	2,24	0,82	—	1,00	1,00
σ_{R_K}	0,130	0,143	0,177	0,064	—	0,087	0,087

Analiza tabelei 10 a condus la următoarele concluzii.

1. Coeficientul γ variază atunci cînd intervalul de observație se schimbă simțitor ($\gamma = 0{,}32 - 0{,}47$ pentru $K = 11-13$ și $t = 5 - 25$ ani).

2. Coeficientul γ variază în raport cu intervalul de energie folosit :

$\gamma = 0{,}32 - 0{,}47$ pentru $K = 11 - 13$;
$\gamma = 0{,}31 - 0{,}38$ pentru $K = 10 - 13$;
$\gamma = 0{,}53$ pentru $K = 11 - 15$;
$\gamma = 0{,}34 - 0{,}47$ pentru $K = 11 - 13$; 15.

3. Descreşterea valorilor coeficientului γ pentru clasele $K = 10-13$ în comparaţie cu acelea de clasă $K = 11 - 13$ (pentru perioada 1954—1963), cînd există o evidenţă sigură a cutremurelor de clasă $K = 10$ a condus la ideea existenţei unui regim seismic diferit pentru $K \leqslant 10$.

4. Creşterea coeficientului γ pentru clasele ridicate de energie ($K \geqslant 14$) se explică prin distrugerea regimului seismic de către cutremurele puternice şi în special prin anomalia cutremurelor de clasă $K = 14$.

5. Activitatea seismică $A = N_{10}^{*}$ se schimbă cu timpul; ea are cele mai mari valori atunci cînd regimul seismic manifestă o tendinţă de anormalitate (tabela 10 : rîndul 5*a*, 1939—1963, şi rîndul 6*a*, 1937 — 1941).

6. Măsura dispersiei R este aproximativ egală cu unitatea; cînd normalitatea este distrusă, ea diferă puternic de unitate (tabela 10 : rîndul 5*a*, $R = 1{,}56$, rîndul 6*a*, $R = 2{,}54$, şi rîndul 6*b*, $R = 1{,}64$).

7. Ţinînd seamă de frecvenţa observată a seismelor de clasă $K = 10$, vom adopta ca lege a frecvenţei pentru cutremurele adînci din Vrancea următoarea ecuaţie :

$$\lg \overline{N} = 5{,}46 - 0{,}45\, K \quad (K < 14) \tag{19}$$

sau

$$\lg \overline{N} = 5{,}96 - 0{,}47\, K \quad (K \leqslant 15). \tag{20}$$

8. Dacă în formula generală

$$\lg N = \alpha - \beta\, M \tag{21}$$

se introduce valoarea lui M obţinută din formula

$$\lg E = a + bM,$$

se obţine o relaţie de forma (15), unde $\gamma = \dfrac{\beta}{b}$.

Ţinînd seama de valorile adoptate de noi pentru regiunea Vrancea ($\beta = 0{,}68$; $b = 1{,}5$), rezultă $\gamma = 0{,}45$, valoare în bună concordanţă cu determinările de mai sus.

În tabelele 17 şi 18 sînt prezentate datele de observaţie şi rezultatele pentru o altă variantă de studiu a regimului seismic al regiunii Vrancea.

Această nouă variantă se caracterizează prin inversarea începutului perioadei de observaţie şi prin micşorarea intervalului de grupare.

Valorile diferite ale coeficientului γ în cele două variante se explică prin caracterul de suprapunere al relaţiei (15), care nu a fost aici luat în consideraţie.

Pentru obţinerea de informaţii necesare raionării seismice am întocmit pentru perioada 1954 — 1959 următoarele hărţi (fig. 11—13) :

1. harta densităţii epicentrelor δ_i ;
2. harta densităţii tensiunilor elastice δ_i' ;
3. harta activităţii seismice A_{10}.

Am ales pentru studiu perioada amintită deoarece pentru această perioadă există o evidenţă sigură a cutremurelor înregistrate; de asemenea s-a determinat şi poziţia focarului pentru toate cutremurele.

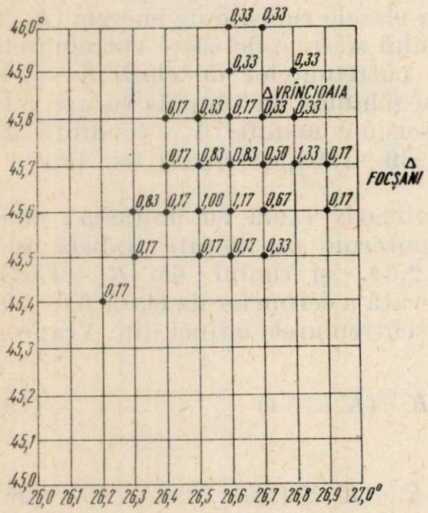


Fig. 11

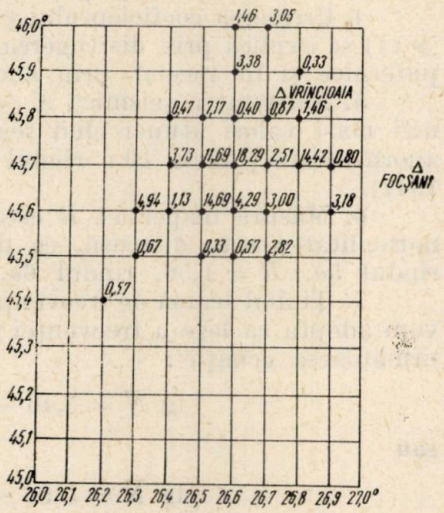


Fig. 12

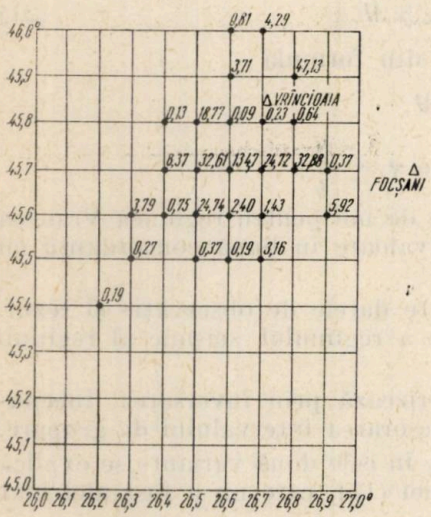


Fig. 13

Fig. 11. — Harta densităţii epicentrelor cutremurelor cu $M \geqslant 3{,}2$ ($K \geqslant 10$) pentru perioada 1954—1959, $\left(\delta_i = \frac{\Sigma N_i}{\Delta s.t}\right.$; $\Delta s = 0{,}1° \varphi \times 0{,}1° \lambda =$ = unitate; $t = 6$ ani$\left.\right)$.

Fig. 12. — Harta densităţii tensiunilor elastice $E^{1/2}$ ale cutremurelor cu $M \geqslant 3{,}2$ ($K \geqslant 10$) pentru perioada 1954—1959 $\left(\delta_i' = \frac{\Sigma E_i^{1/2}}{\Delta s.t} \times 10^8 \text{ erg}^{1/2}\right.$; $s = 0{,}1° \varphi \times 0{,}1° \lambda$ = unitate; $t = 6$ ani$\left.\right)$.

Fig. 13. — Harta activităţii seismice A_{10} pentru cutremurele cu $M \geqslant 3{,}2$ pentru perioada 1954—1959 $\left(A_{10} = \frac{\Sigma E_i}{\Delta s.t.E_0}\right.$; $\Delta s = 0{,}1° \varphi \times 0{,}1° \lambda$ = unitate; $t = 6$ ani; $E_0 = 10^{10}\left.\right)$.

S-au folosit 73 cutremure cu $M \geqslant 3{,}2$ ($K \geqslant 10$). Ca suprafaţă elementară s-a luat dreptunghiul cu laturile de 0,1° long. şi 0,1° lat., iar ca unitate pentru $E^{1/2}$ s-a luat $1 \cdot 10^8$ erg$^{1/2}$.

Tabela 17

Date asupra numărului de cutremure ΣN de diferite clase energetice ($K=9-16$) pentru regiunea Vrancea ($s=2{,}35.10^3$ km^2) în diferite perioade de observaţie t şi valoarea frecvenţei medii anuale $\bar{N}$ (Varianta 2)

	Perioada	$K = \lg E_J$																							
		9			10			11			12			13			14			15			16		
		ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t	ΣN	$\bar{N}$	t
1	1937	—	—	1	2	2,00	1	2	2,00	1	—	—	1	—	—	1	—	—	1	—	—	1	—	—	1
2	1937—1938	—	—	2	3	1,50	2	3	1,50	2	—	—	2	1	0,50	2	—	—	2	—	—	2	—	—	2
3	1937—1939	—	—	3	10	3,33	3	5	1,67	3	—	—	3	2	0,66	3	—	—	3	—	—	3	—	—	3
4	1937—1940	—	—	4	26	6,50	4	21	5,25	4	15	3,75	4	7	1,40	4	—	—	4	—	—	4	—	—	4
5	1937—1941	—	—	5	37	7,40	5	31	6,21	5	21	4,20	5	7	1,40	5	—	—	5	1	—	5	1	—	5
6	1937—1942	—	—	6	43	7,17	6	38	6,33	6	26	4,33	6	8	1,33	6	—	—	6	1	—	6	1	—	6
7	1937—1943	—	—	7	69	9,86	7	51	7,29	7	29	4,14	7	8	1,14	7	—	—	7	1	—	7	1	—	7
8	1937—1944	—	—	8	84	10,50	8	58	7,25	8	31	3,88	8	9	1,13	8	—	—	8	1	—	8	1	—	8
9	1937—1945	1	—	9	95	10,56	9	65	7,22	9	34	3,78	9	10	1,11	9	1	—	9	2	0,22	9	1	—	9
10	1937—1946	1	—	10	100	10,00	10	67	6,70	10	36	3,60	10	11	1,10	10	1	—	10	2	0,20	10	1	—	10
11	1937—1947	1	—	11	103	9,36	11	70	6,36	11	39	3,55	11	12	1,09	11	1	—	11	2	0,18	11	1	—	11
12	1937—1948	1	—	12	105	8,75	12	77	6,42	12	45	3,75	12	14	1,17	12	1	—	12	2	0,17	12	1	—	12
13	1937—1949	1	—	13	109	8,38	13	81	6,23	13	46	3,54	13	15	1,15	13	1	—	13	2	0,15	13	1	—	13
14	1937—1950	2	0,14	14	112	8,00	14	85	6,07	14	50	3,57	14	17	1,21	14	1	—	14	2	0,14	14	1	—	14
15	1937—1951	2	0,13	15	114	7,60	15	90	6,00	15	51	3,40	15	17	1,13	15	1	—	15	2	0,13	15	1	—	15
16	1937—1952	4	0,25	16	120	7,50	16	95	5,94	16	52	3,25	16	18	1,13	16	1	—	16	2	0,13	16	1	—	16
17	1937—1953	4	0,24	17	125	7,35	17	97	5,71	17	55	3,24	17	18	1,06	17	1	—	17	2	0,12	17	1	—	17
18	1937—1954	7	0,39	18	133	7,39	18	100	6,56	18	57	3,17	18	18	1,00	18	1	—	18	2	0,11	18	1	—	18
19	1937—1955	12	0,63	19	143	7,53	19	102	5,37	19	59	3,11	19	19	1,00	19	1	—	19	2	0,11	19	1	—	19
20	1937—1956	16	0,80	20	147	7,35	20	108	5,40	20	60	3,00	20	19	0,95	20	1	—	20	2	0,10	20	1	—	20
21	1937—1957	17	0,81	21	152	7,24	21	109	5,19	21	60	2,86	21	19	0,91	21	1	—	21	2	0,10	21	1	—	21
22	1937—1958	21	0,95	22	159	7,23	22	110	5,00	22	61	2,77	22	19	0,86	22	1	—	22	2	0,09	22	1	—	22
23	1037—1959	24	1,04	23	166	7,22	23	114	4,96	23	66	2,87	23	19	0,83	23	1	—	23	2	0,09	23	1	—	23
24	1937—1960	25	1,04	24	172	7,17	24	120	5,00	24	67	2,79	24	21	0,88	24	1	—	24	2	0,08	24	1	—	24
25	1937—1961	26	1,04	25	176	7,04	25	123	4,92	25	70	2,80	25	21	0,84	25	1	—	25	2	0,08	25	1	—	25
26	1937—1962	27	1,04	26	181	6,96	26	124	4,77	26	73	2,81	26	21	0,81	26	1	—	26	2	0,08	26	1	—	26
27	1937—1963	27	1,00	27	188	6,96	27	128	4,74	27	73	2,70	27	22	0,82	27	1	—	27	2	0,06	27	1	—	27

Tabela 18

Parametrii principali ai regimului seismic al regiunii Vrancea

($s = 2{,}35 \cdot 10^3$ km^2; $N^*_{10} = \frac{\overline{N}_{10}}{s}$ (varianta 2)

	Perioada	γ	$\overline{N}_{10}$	N^*_{10}	$\lg \overline{N} = A - \gamma \lg E$
1	1937	—	—	—	
2	1937—1938	0,24	2,5	1,1	$\lg \overline{N} = 2{,}80 - 0{,}24\,K$
3	1937—1939	0,22	1,7	0,7	$\lg \overline{N} = 2{,}44 - 0{,}22\,K$
4	1937—1940	0,29	10,5	4,5	$\lg \overline{N} = 3{,}92 - 0{,}29\,K$
5	1937—1941	0,32	14,5	6,2	$\lg \overline{N} = 4{,}36 - 0{,}32\,K$
6	1937—1942	0,34	15,2	6,5	$\lg \overline{N} = 4{,}58 - 0{,}34\,K$
7	1937—1943	0,40	22,4	9,5	$\lg \overline{N} = 5{,}35 - 0{,}40\,K$
8	1937—1944	0,40	21,9	9,3	$\lg \overline{N} = 5{,}34 - 0{,}40\,K$
9	1937—1945	0,41	19,1	8,1	$\lg \overline{N} = 5{,}38 - 0{,}41\,K$
10	1937—1946	0,39	19,1	8,1	$\lg \overline{N} = 5{,}18 - 0{,}39\,K$
11	1937—1947	0,38	23,5	10,0	$\lg \overline{N} = 5{,}17 - 0{,}38\,K$
12	1937—1948	0,37	16,6	7,1	$\lg \overline{N} = 4{,}92 - 0{,}37\,K$
13	1937—1949	0,37	14,8	6,3	$\lg \overline{N} = 4{,}87 - 0{,}37\,K$
14	1937—1950	0,35	14,8	6,3	$\lg \overline{N} = 4{,}67 - 0{,}35\,K$
15	1937—1951	0,36	15,9	6,8	$\lg \overline{N} = 4{,}80 - 0{,}36\,K$
16	1937—1952	0,36	14,8	6,3	$\lg \overline{N} = 4{,}77 - 0{,}36\,K$
17	1937—1953	0,37	13,2	5,6	$\lg \overline{N} = 4{,}82 - 0{,}37\,K$
18	1937—1954	0,37	15,5	6,6	$\lg \overline{N} = 4{,}89 - 0{,}37\,K$
19	1937—1955	0,37	12,4	5,3	$\lg \overline{N} = 4{,}79 - 0{,}37\,K$
20	1937—1956	0,38	13,2	5,6	$\lg \overline{N} = 4{,}92 - 0{,}38\,K$
21	1937—1957	0,40	13,9	5,9	$\lg \overline{N} = 5{,}14 - 0{,}40\,K$
22	1937—1958	0,38	13,9	5,9	$\lg \overline{N} = 4{,}94 - 0{,}38\,K$
23	1937—1959	0,39	13,2	5,6	$\lg \overline{N} = 5{,}02 - 0{,}39\,K$
24	1937—1960	0,38	12,4	5,3	$\lg \overline{N} = 4{,}89 - 0{,}38\,K$
25	1937—1961	0,38	14,5	6,2	$\lg \overline{N} = 4{,}96 - 0{,}38\,K$
26	1937—1962	0,39	11,8	5,0	$\lg \overline{N} = 4{,}97 - 0{,}39\,K$
27	1937—1963	0,38	12,9	5,5	$\lg \overline{N} = 4{,}91 - 0{,}38\,K$

REGIMUL SEISMIC AL REPLICILOR CUTREMURULUI DIN 10 NOIEMBRIE 1940

Cutremurul din 1940. XI.10, considerat cel mai puternic cutremur care s-a produs în Vrancea ($M = 7{,}4$; $I_{max} = 9 - 10$), a fost însoţit de o serie de replici despre care am presupus că s-au sfîrşit la începutul lunii decembrie 1940.

Distribuţia acestor replici pe zile şi clase de energie este dată în tabela 19.

Analiza tabelei 19 conduce la următoarele observaţii:

— în intervalul de 20 de zile (1940.XI.10, $01^h\,39^m$ — 1940.XI.30, 01^h39^m) au fost înregistrate la staţia seismică Bucureşti 34 de replici cu magnitudinea $3{,}2 \leqslant M \leqslant 5^1/_2$;

— nu au fost înregistrate replici aparţinînd clasei $K = 9$ ($N_9 = 0$);

— nu au fost înregistrate toate replicile aparţinînd claselor $K = 10$ ($N_{10} < N_{11}$) şi $K = 11$ ($N_{11}/N_{12} = 1{,}63$);

Tabela 19

Distribuţia replicilor cutremurului din 1940.XI.10, H = 01^h39^m pentru Δt = 1 zi ($1940.XI.10, 01^h39^m - 1940.XI.30, 01^h39^m$)

Intervalul	$K = \lg E_J$					
	9	10	11	12	13	14
1	—	2	5	2	—	—
2	—	—	—	—	1	—
3	—	—	2	—	—	—
4	—	—	2	1	—	—
5	—	1	1	1	—	—
6	—	—	1	—	—	—
7	—	—	—	1	—	—
8	—	—	—	1	—	—
9	—	—	—	—	—	—
10	—	—	—	—	1	—
11	—	2	1	—	—	—
12	—	1	1	—	—	—
13	—	1	—	1	—	—
14	—	—	—	—	1	—
15	—	1	—	—	—	—
16	—	2	—	—	—	—
17	—	—	—	—	—	—
18	—	—	—	1	—	—
19	—	—	—	—	—	—
20	—	—	—	—	—	—
Suma	0	10	13	8	3	0

— au fost înregistrate 8 replici de clasă $K = 12$; considerăm că au fost înregistrate toate, deoarece un cutremur de clasă $K = 12$ ($I_0 = 5$ şi $I_{Buc} = 4$) ar fi fost notat la Bucureşti şi deci înscris în „Buletinul seismic";

— între şocul principal şi prima replică puternică există o diferenţă de 1,9 unităţi de magnitudine, observaţie care este în bună concordanţă cu cercetările japoneze privind replicile cutremurelor puternice;

— pentru studiul frecvenţei replicilor se recomandă a se folosi numai cutremurele aparţinînd claselor $K = 12 - 13$; introducerea în special a replicilor de clasă $K = 10$ conduce la denaturarea situaţiei.

Numărul redus de replici aparţinînd claselor $K = 10 - 11$ se explică prin faptul că între $t = 01^h39^m$ şi $t = 08^h\ 14^m$ seismografii staţiei Bucureşti — singura situată în vecinătatea epicentrului — nu au lucrat.

Pentru a determina efectul replicilor asupra caracterului regimului seismic al regiunii Vrancea am studiat legea frecvenţei pentru diferite intervale de timp. Astfel au fost alese intervale de 5 (1937 — 1941) şi 25 (1939 — 1963) de ani. Rezultatele sînt prezentate în tabela 10.

Analiza valorilor măsurii împrăştierii R conduce la următoarele concluzii:

— regimul seismic al regiunii Vrancea în perioada 1937—1941 a avut un caracter normal (R_{11-13}=1,64); existenţa replicilor cutremurului din 1940. XI.10 a condus la un caracter anormal ($R_{11-13} = 2{,}54$);

— regimul seismic al regiunii Vrancea în perioada 1939—1963 a avut un caracter normal (R_{11-13}=1,28); existența replicilor cutremurului din 1940. XI.10 n-a distrus caracterul de normalitate (R_{11-13} = 1,56);

— pentru intervale mici de observație (t = 5 ani), mulțimea replicilor a influențat caracterul regimului seismic; pentru intervale lungi de timp (t = 25 ani), mulțimea replicilor nu a influențat caracterul de normalitate.

Am studiat de asemenea legea energetică a frecvenței $N(E)$ pentru seria replicilor, luînd ca interval de timp Δt = 1 zi și Δt = 4 zile.

Datele folosite și rezultatele obținute sînt prezentate în tabelele 20 și, respectiv, 21.

Tabela 20

Date despre numărul replicilor cutremurului din 1940.XI.10, 01^h39^m de diferite clase de energie (K = 10 — 14) pentru diferite intervale de grupare Δt și valoarea frecvenței medii $\overline{N}$

	Perioada de observație	$K = \lg E_J$											
		10			11			12			13		
		ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t	ΣN	$\overline{N}$	t
1	1940.XI.10, 01^h39^m — XI. 30, 01^h39^m Δt = 1 zi	10	0,50	20	13	0,65	20	8	0,40	20	3	0,15	20
2	1940.XI.10, 01^h39^m — XI. 30, 01^h39^m Δt = 4 zile	10	2,00	5	13	2,60	5	8	1,60	5	3	0,60	5

Datele numerice necesare caracterizării activității seismice pentru seria replicilor sînt prezentate în tabelele 22 și 23.

Analiza tabelei 21 a condus la următoarele observații:

— legea frecvenței replicilor cutremurului din 1940. XI.10 se exprimă prin ecuația

$$\lg \overline{N} = 4{,}64 - 0{,}42\ K \quad (K = 12 - 13); \tag{22}$$

— coeficientul $\gamma = 0{,}42$ are aproximativ aceeași valoare ca și pentru cutremure;

— pentru Δt = 1 zi măsura împrăștierii R_{11-13} = 1,13, iar pentru Δt = 4 zile, măsura R_{11-13} = 1,34. Observăm că o dată cu creșterea intervalului de grupare Δt, măsura R crește, lucru care nu se observă pentru procesele care se supun legii lui Poisson. Amintim că acest rezultat este în concordanță cu cercetările lui Katok și Gaiski asupra regimului seismic al zonei Pamir-Hinducuș [4].

Dacă în relația (22) se introduce valoarea lui lg E exprimată prin (11), se obține pentru legea magnitudinală a frecvenței replicilor expresia

$$\lg N\ (M) = C_1 - 0{,}63\ M. \tag{23}$$

Tabela 21

Parametrii de bază ai regimului seismic al replicilor cutremurului din 1940.XI.10, 01^h39^m

$\left(s = 1{,}26.10^3 \text{km}^2;\ N^*_{10} = \frac{\overline{N}_{10}}{s};\ R_K = \frac{\sigma N}{\sqrt{\overline{N}}}\right)$

	Perioada de observaţie	σ	$\overline{N}_{10}$	N^*_{10}	R_{12-13}	$\lg\overline{N} = A - \gamma \lg E$ $(K = 12-13)$	Diferite combinaţii pentru obţinerea parametrilor γ, A şi R
1	1940.XI.10,01^{h}39^m – XI.30,01^{h}39^m $\Delta t = 1$ zi	0,42	2,76	2,19	0,94	$\lg \overline{N} = 4{,}64 - 0{,}42\ K$	$\lg \overline{N} = 3{,}31 - 0{,}32\ K$ $(K = 11-13)$ $R_{11-13} = 1{,}13$
2	1940.XI.10,01^{h}39^m – XI.30,01^{h}39^m $\Delta t = 4$ zile	0,43	4,08	3,24	0,85	$\lg \overline{N} = 4{,}91 - 0{,}43\ K$	$\lg\overline{N} = 3{,}97 - 0{,}32K$ $(K = 11-13)$ $R_{11-13} = 1{,}34$

Tabela 22

Caracteristica activităţii seismice pentru seria de replici a cutremurului din 1940.XI.10 ($\Delta t = 1$ zi)

	$K = \lg E_J$						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	0,50	0,65	0,40	0,15	—	—	—
σ_N	0,76	1,23	0,60	0,36	—	—	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,17	0,28	0,13	0,08	—	—	—
δ_N	1,52	1,89	1,50	2,40	—	—	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,31	0,42	0,34	0,54	—	—	—
R_K	1,07	1,52	0,95	0,92	—	—	—
σ_{R_K}	0,037	0,058	0,036	0,036	—	—	—

Valoarea coeficientului $b = 0{,}63$ este apropiată de aceea obţinută pentru regimul seismic al regiunii Vrancea ($b = 0{,}68$) [9].

Ecuaţia (23) a fost obţinută în mod indirect, adică folosind clasificarea energetică; dacă se ia în consideraţie clasificarea magnitudinală, se obţine următoarea ecuaţie (fig. 14):

$$\lg N\,(M) = 5{,}83 - 0{,}61\ M \quad (M \geqslant 4{,}5;\quad \Delta M = \pm 0{,}3). \tag{24}$$

Valoarea apropiată a parametrului γ pentru cutremure ($\gamma = 0{,}45$) şi replici ($\gamma = 0{,}43$) ne conduce la o discuţie foarte interesantă, rezultată din semnificaţia fizică a lui γ.

Tabela 23

Caracteristica activităţii seismice pentru seria de replici a cutremurului din 1940.XI.10 ($\Delta t = 4$ zile)

	$K = \lg E_J$						
	10	11	12	13	14	15	16
$\overline{N}$	2,00	2,60	1,60	0,60	—	—	—
σ_N	1,58	3,72	1,26	0,55	—	—	—
$\sigma_{\overline{N}}$	0,71	1,66	0,56	0,25	—	—	—
δ_N	0,79	1,43	0,78	0,92	—	—	—
$\delta_{\overline{N}}$	0,36	0,64	0,36	0,41	—	—	—
R_K	1,12	2,30	1,00	0,71	—	—	—
σ_{R_K}	0,086	0,183	0,081	0,054	—	—	—

În lucrarea [15], Vinogradov dă următoarea formulă pentru γ:

$$\gamma = C(\dot{\varepsilon})\sqrt{\frac{G}{\sigma_l}}, \tag{25}$$

unde

$C(\dot{\varepsilon})$ — funcţie care depinde de viteza de deformaţie $\dot{\varepsilon}$,
G — modulul de deplasare,
σ_l — tensiunea-limită înainte de distrugere.

S-a constatat că $\sqrt{\frac{G}{\sigma_l}}$ variază foarte puţin de la o regiune seismică la alta. Diferenţele în γ se datoresc vitezelor de deformaţie.

Cum γ obţinut de noi pentru cutremur şi replici diferă foarte puţin, rezultă că viteza de deformaţie γ nu a variat simţitor în timpul puternicului proces de distrugere (şocul principal).

Dacă considerăm că procesul distrugerilor în regiunea focală se încheie o dată cu seria replicilor, se poate vorbi despre o micşorare a lui γ în timpul procesului de distrugere, rezultat în concordanţă cu cercetările experimentale ale lui Vinogradov.

Ţinînd seama de cele de mai sus, rezultă că în timpul procesului de distrugere (şocul principal + replici), proprietăţile materialului distrus nu s-au schimbat simţitor şi că deci viteza de deformaţie $\dot{\varepsilon}$ în zona seismică Vrancea corespunde părţii liniare a funcţiei

$$C(\dot{\varepsilon}) = a - \frac{b}{\dot{\varepsilon}} + \frac{d}{\dot{\varepsilon}^2}, \tag{26}$$

unde $a = \lim_{\dot{\varepsilon} \to} C(\dot{\varepsilon})$. Concluzia noastră confirmă rezultatele obţinute în [15].

În ceea ce privește distribuția spațială a replicilor în cadrul zonei seismice Vrancea și contribuția lor la nivelul energetic al anului 1940, vom remarca următoarele :

— epicentrele replicilor puternice ($M \geqslant 5^1/_4$) au ocupat o porțiune limitată la nordul paralelei 45,7° N ; vom presupune că zona replicilor coincide cu zona cutremurelor puternice ($M \geqslant 5^1/_4$) din 1940 (suprafața unui cerc cu raza $r = 20$ km și cu centrul în vecinătatea stației Vrîncioaia) (fig. 15);

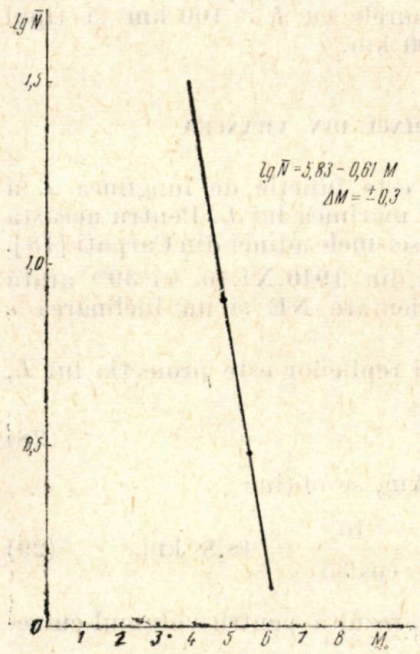


Fig. 14. — Graficul de frecvență $\overline{N}(M)$ pentru seria de replici a cutremurului din 1940.XI.10.

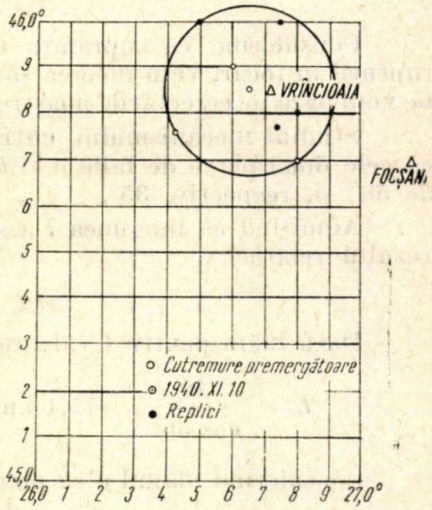


Fig. 15. — Distribuția cutremurelor puternice ($M \geqslant 5^1/_4$) din anul 1940.

— suma energiei seismice eliberate de către cele 34 de replici este egală cu $2{,}94.10^{20}$ erg și reprezintă 0,38 din energia șocului principal și 0,35 din energia seismică a anului 1940 ;

— graficul lui Benioff pentru seria de replici indică existența a două perioade de activitate [16] ;

— caracteristica de eliberare a deformațiilor elastice are forma

$$\Sigma E^{1/2} = a + b \lg t, \qquad (27)$$

care, conform teoriei apariției replicilor, este rezultatul compresiunii rocilor în zona deformației. Acest rezultat a fost confirmat ulterior prin cercetările asupra mecanismului cutremurelor [17], care indică pentru cutremurele carpatice cu $h > 100$ km tipul V_P (cutremure prin presiune orizontală) ;

— şocul principal a condus la o serie de replici puternice, care însă nu au influenţat activitatea seismică a zonei cutremurelor normale (nici un cutremur cu $h < 100$ nu a fost înregistrat în perioada 1940—1941). Această observaţie conduce la concluzia că condiţiile tectonice ale celor două grupe de cutremure — adînci şi normale — sînt diferite.

Acest rezultat este susţinut şi prin cercetările asupra mecanismului [17], care indică tipul V_P pentru cutremurele cu $h > 100$ km şi tipul V_P sau V_t pentru cutremurele cu $h \leqslant 100$ km.

VOLUMUL CUTREMURELOR ADÎNCI DIN VRANCEA

Considerînd că suprafaţa replicilor este funcţie de lungimea L a rupturii în focar, vom încerca să evaluăm mărimea lui L. Pentru aceasta ne vom baza pe cercetările noastre privind seismele adînci din Carpaţi [18].

Studiul mecanismului cutremurului din 1940.XI.10, 01^h39^m arată că cele două plane de falie a şi b sînt orientate NE şi au înclinarea e de 56° şi, respectiv, 35°.

Admiţînd că lungimea l a suprafeţei replicilor este proiecţia lui L, rezultă relaţia

$$l = L \cos e^\circ. \tag{28}$$

Dacă luăm pentru l valoarea de 40 km, se obţine

$$L_a = \frac{40}{\cos 56^\circ} = 71{,}4 \text{ km şi } L_b = \frac{40}{\cos 35^\circ} = 48{,}8 \text{ km}. \tag{29}$$

Considerînd planul a ca plan de falie, rezultă pentru volumul cutremurului (o sferă de rază $a_a = \frac{1}{2} L_a$), valoarea

$$V_a = \frac{4}{3} \pi a_a^3 = 1{,}91 \cdot 10^{20} \text{ cm}^3. \tag{30}$$

Considerînd planul b ca plan de falie, rezultă pentru volumul cutremurului valoarea

$$V_b = \frac{4}{3} \pi a_b^3 = 6{,}09 \cdot 10^{19} \text{ cm}^3. \tag{31}$$

Alegerea planului a ca plan de falie se bazează pe observaţiile următoare :

— suprafaţa mică a zonei replicilor,

— suprafaţa focarelor adînci din Vrancea, care formează cu orizontul un unghi de aproximativ 65° [19].

Alegerea planului b ca plan de falie se bazează pe cercetările seismotectonice ale regiunii Vrancea [20].

Noi vom adopta ca plan de falie planul b şi deci pentru volumul cutremurului mărimea $V_b = 6{,}09 \cdot 10^{19}$ cm^3.

Rezultatele noastre sînt în concordanţă cu cercetările sovietice privind mişcările recente, care indică în cazul cutremurelor carpatice foarte puternice ($I_0 \geqslant 9$ grade), pentru lungimea l a rupturii, valoarea de 50—70 km [21].

Prezintă interes discutarea rezultatelor noastre privind volumul cutremurelor adînci din Vrancea în lumina rezultatelor obţinute de cercetătorii japonezi [22], [23].

În lucrarea [22] sînt date următoarele relaţii între mărimile E, M şi L:

$$L \sim \frac{E}{1{,}6 \cdot 10^{21}}, \tag{32}$$

$$M = 2 \lg L_m - 6{,}4 \quad \text{sau} \quad \lg L_m = \frac{1}{2}(M + 6{,}4), \tag{33}$$

$$\lg E = 2{,}2 + 3 \lg L_m \quad \text{sau} \quad \lg L_m = \frac{1}{3}(\lg E - 2{,}2), \tag{34}$$

unde s-a notat cu L_m lungimea maximă a rupturii în focar.

Dacă în formulele (32) — (34) introducem valorile lui E şi M obţinute pentru cutremurul din 1940. XI.10 se obţine sistemul de valori (32a) — (34a)

$$L \sim \frac{7{,}95 \cdot 10^{22}}{1{,}6 \cdot 10^{21}} \sim 50 \text{ km}, \tag{32a}$$

$$\lg L_m = \frac{1}{2}(7{,}4 + 6{,}4) = 6{,}9 \quad \text{sau} \quad L_m \sim 80 \text{ km}, \tag{33a}$$

$$\lg L_m = \frac{1}{3}(22{,}90 - 2{,}20) = 6{,}9 \quad \text{sau} \quad L_m \sim 80 \text{ km}, \tag{34a}$$

care este în bună concordanţă cu rezultatele noastre amintite mai sus.

C. Tsuboi propune pentru calculul volumului formula [23]

$$E = \frac{1}{2} e x^2 V, \tag{35}$$

în care

e — constanta de elasticitate a materialului,

x — tensiunea elastică maximă.

Dacă în formula (35) introducem valorile obţinute de noi pentru cutremurul din 1940.XI.10, rezultă

$$ex^2 = \frac{2E}{V} = \frac{2 \cdot 7{,}95 \cdot 10^{22}}{6{,}09 \cdot 10^{19}} = 2{,}61 \cdot 10^3. \tag{36}$$

Prin introducerea în formula (35) a valorii (36) și a mărimii $V = \frac{4}{3} \pi a^3$, se obține

$$E = 5{,}46 . 10^3 a^3. \tag{37}$$

Combinînd formulele (11) și (37), rezultă relația

$$\lg a(M) = 2{,}69 + 0{,}5 M, \tag{38}$$

care practic coincide cu aceea dată în lucrarea [22]:

$$\lg a(M) = 2{,}60 + 0{,}5 M. \tag{39}$$

Corespondența dintre rezultatele noastre, pentru cutremure adînci, și rezultatele japoneze citate, pentru cutremure cu focarul în scoarță, poate constitui și o dovadă a faptului că volumul focarului cutremurelor adînci poate fi socotit volumul unei sfere de rază a.

În continuare vom analiza problema mecanismului în focar pentru replicile cutremurului din 1940.XI.10. Pentru a avea o evidență a evoluției rupturilor în focar înainte și după șocul principal, ne-am propus a compara mecanismul în focar pentru cutremurele premergătoare (1940.VI.24, 1940.X.22, 1940.XI.8), șocul principal (1940.XI.10) și seria de replici (1940.XI.11, 1940.XI.19, 1940.XI.23).

Studiul mecanismului șocurilor premergătoare (cu excepția celui din 1940.XI.8) și al șocului principal a fost prezentat în lucrările [18], [24].

Pentru a studia mecanismul seriei de replici și a primului șoc premergător (1940.XI.8) am folosit aceeași metodă ca în lucrările anterioare, adică metoda lui Honda [25] cu dezvoltările făcute de Ritsema [26].

Semnele deplasărilor în unda P — comprimare C sau dilatare D — au fost obținute folosind chestionare, buletine și seismograme. Informațiile obținute sînt prezentate în tabela 24.

Tabela 24

Stația	Semnul deplasării (C sau D)						
	1940.VI.24	1940.X.22	1940.XI.8	1940.XI.10	1940.XI.11	1940.XI.19	1940.XI.23
București	D	D	C	D	C	C	C
Varșovia	D	D	—	D	—	D	—
Triest	D	D	—	D	D	—	—
Praga	—	D	—	D	D	—	—
Roma	—	D	—	D	D	—	—
Copenhaga	D	D	—	D	—	C	—
Pulkovo	D	—	—	—	D, CC	—	—
Sverdlovsk	C	C	—	C	C	—	—
Tucson	—	C	D	—	—	—	—

Analiza tabelei 24 arată că, din cauza numărului mic de observații, o soluție se poate încerca numai pentru cutremurul din 1940.XI.11.

Rezultatele studiului se pot urmări pe diagrama-mecanism (fig. 16). Poziţia punctelor pe diagramă a fost fixată folosind valorile ctg i_h din tabelele lui Hodgson [27] pentru $h = 0{,}02\ R$.

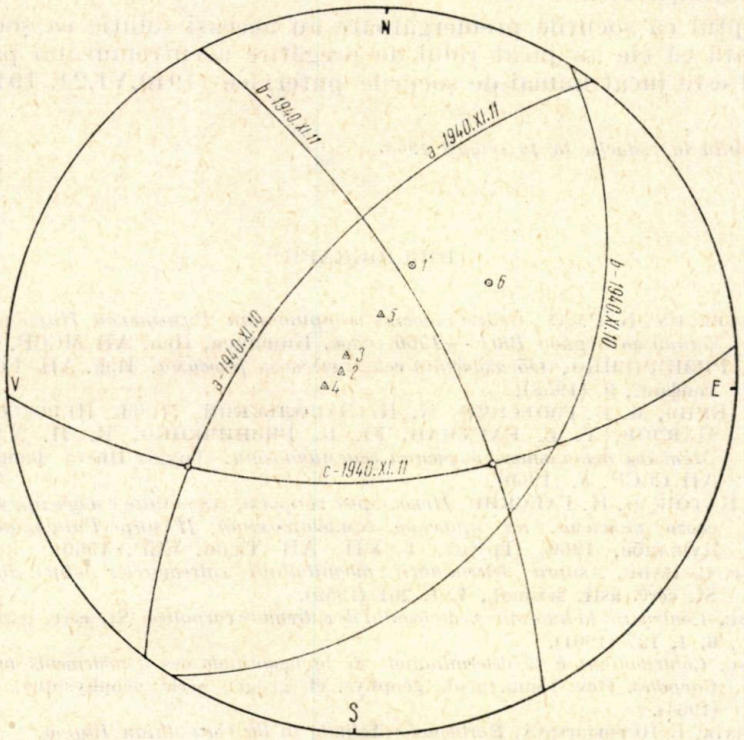


Fig. 16. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1940.XI.11 ; $H = 06 : 34$; $\varphi = 46{,}0°$ N ; $\lambda = 26{,}8°$ E ; $h = 150$ km ; $M = 5^1/_2$ P.

Analiza diagramei-mecanism arată că, din cauza numărului redus de observaţii, poziţia planelor de faliere a şi b nu poate fi precis definită. Din această cauză am adoptat ca plan de falie a acelaşi plan ca pentru cutremurul din 1940.XI.10, iar planul b a fost trasat ca să respecte condiţia de ortogonalitate.

Comparînd deci soluţiile pentru şocul principal şi prima replică puternică, rezultă că ele sînt diferite, concluzie susţinută şi de faptul că semnul deplasării la staţia Bucureşti pentru seria de replici (C) este acelaşi ca pentru primul şoc premergător (C), dar diferă de acela al şocului principal (D).

Se poate presupune că toate cele trei replici au avut acelaşi mecanism.

Ţinînd seama de cele de mai sus, rezultă că în regiunea focală Vrancea, pe lîngă rupturile principale (orientate N30E) caracteristice cutre-

murelor puternice, există și rupturi secundare orientate NV, caracteristice cutremurelor mai slabe. Soluția obținută pentru șocurile puternice caracterizează o regiune întinsă, pe cînd soluția șocurilor slabe caracterizează situații locale.

Faptul că șocurile premergătoare au aceeași soluție ca șocul principal arată că ele au jucat rolul de pregătire a cutremurului principal; acest rol este jucat numai de șocurile puternice (1940.VI.24, 1940.X.22).

Primită la redacție la 19 august 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. Г. Пересеку, К. Раду, *Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901 — 1960 годов*. Кишинев, Изв. АН МССР, *4*, (1962).
2. Ю. В. Ризниченко, *Об изучении сейсмического режима*. Изв. АН СССР, сер. геофиз., *9* (1958).
3. В. И. Бунэ, М. В. Гзовский, К. К. Запольский, И. Л. Нерсесов, Г. Н. Павлов, Т. Г. Раутиан, Ю. В. Ризниченко, В. И. Халтурин, *Методы детального изучения сейсмичности*. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, *8*, (1960).
4. А. П. Каток, В. Н. Гайский, *Некоторые вопросы, связанные с изучением сейсмического режима, на примере землетрясений Памиро-Гиндукушкой зоны*. Душанбе, 1960, Труды, Т. VII, АН Тадж. ССР, 1960.
5. T. Iosif, C. Radu, *Asupra determinării magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea*. St. cerc. astr. seismol., **4**, *1*, 261 (1959).
6. C. Radu, *Contribuții la întocmirea catalogului de cutremure carpatice*. St. cerc. astr. seismol., **6**, *1*, 127 (1961).
7. C. Radu, *Contributions à la détermination de la magnitude des tremblements profonds des Carpates*. Rev. roum. géol., géophys. et géogr., série géophysique, **8**, 35—52 (1964).
8. V. Kárník, L. Ruprechtová, *Earthquake Activity in the Carpathian Region*.
9. C. Radu, *Contributions à l'étude du régime seismique de la région de Vrancea*. Rev. roum. géol., géophys. et géogr., série géophysique, **8**, 53—70 (1964).
10. C. Radu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor normale din R.P.R.*, St. cerc. geofiz., **1**, *1* (1963).
11. S. Miyamura, *Magnitude-frequency relation of earthquakes and its bearing on geotectonics*. Proc. Japan. Acad., **38**, *1*, 27—30 (1962).
12. C. Radu, *Relația magnitudine-energie pentru cutremurele adînci din Vrancea*. An. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, **8** (1962).
13. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Energy-magnitude-intensity relations for the Carpathian earthquakes*. Parametres of the seismic regime of the Vrancea region. Rev. roum. géol. géophys. et géogr., série géophys., **8** (1964).
14. P. S. Amand., B.S.S.A., **46**, *1*, 41 (1956).
15. С. Д. Виноградов, *Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород в руднике Анна* (Чехословакия). Изв. АН СССР, сер. геофиз., *4* (1963).
16. T. Iosif, C. Radu, *Caracteristicile tensiunilor condiționate pentru focarul adînc din Vrancea*. St. cerc. astr. seismol., **6**, *2* (1961).
17. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations Upon Intermediate Earthquake-Generating Stress Systems in Vrancea*. B.S.S.A., **54**, *1* (1964).
18. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul 1940*. An. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, **8** (1962).

19. G. Petrescu, C. Radu, *La séismicité du territoire de la République Populaire Roumaine.* Sonderdruck aus Veröffentlichungen des Instituts für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, 77 (1964).
20. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice şi implicaţiile lor seismotectonice.* St. cerc. geofiz., **1**, 1 (1962).
21. М. В. Гзовский, *Использование новейвейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа.* Москва, Современные движения земной коры., *1* (1963).
22. M. Otsuka, *Earthquake Magnitude and Surface Formation.* J. of Phys. of the Earth, **12**, *1* (1964).
23. C. Tsuboi, *Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area, and strength of the earth's crust.* J. of Phys. of the Earths, **4**, *2* (1956).
24. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul în focar al cîtorva cutremure carpatice.* An. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, II b, **8** (1962).
25. H. Honda, *The mecanism of the Earthquakes.* Publications of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposium) (1957).
26. A. R. Ritsema, *Earthquake Generating Stress Systems in Southeast Asia.* B.S.S.A., **47** (1957).
27. J. H. Hodgson, R. S. Storey, Tables Extending Byerly's Fault Plane Techniques Earthquakes of any Focal Depth. B.S.S.A, **43**, *1* (1953).

MĂSURĂTORI MAGNETICE DE LEGĂTURĂ ÎNTRE OBSERVATORUL SURLARI (REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA) ȘI OBSERVATOARELE KRASNAIA PAHRA (U.R.S.S.) ȘI NIEMEGK (R.D.G.)[1]

DE

T. NEȘTIANU și VL. ȘTEFLEA

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Valorificarea pe plan internațional a datelor de înregistrare ale unui observator magnetic este condiționată de standardizarea nivelului absolut de referință al înregistrărilor, în scopul creării unei baze unice pentru compararea bogatului material de observație obținut în diferitele regiuni ale globului.

Pe de altă parte, pentru racordarea hărților magnetice naționale, care în genere sînt legate de observatoarele magnetice ale țărilor respective, se pune în principal problema legării acestor observatoare, făcîndu-se totodată și controlul aparatelor care au servit la măsurătorile de teren executate în scopul întocmirii hărților.

Tendința actuală este de a se face măsurători de comparație între observatoarele magnetice, preferîndu-se executarea legăturii cu observatoarele mari, la care nivelul absolut al elementelor geomagnetice este determinat și controlat cu aparate de mare precizie. Este util ca aceste intercomparații să se execute periodic, în scopul unei urmăriri continue a comportării aparatelor de măsură și al unei perfecte stabiliri a nivelului absolut de referință.

În țara noastră s-au efectuat măsurători de intercomparație cu ocazia etalonării la Niemegk a unora dintre aparatele folosite pentru ridicările magnetice [1], însă măsurători sistematice de legătură au fost executate de autori în septembrie 1962 cu Observatorul Krasnaia Pahra și în iunie 1963 cu Observatorul Niemegk.

---

[1] Comunicare prezentată cu ocazia celui de-al treilea simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului, București, 5—7 iulie 1964.

Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2 (1965).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3 Nr. 2, P. 281—290 BUCUREȘTI, 1965

Aparatura folosită a fost aceea care se utilizează la ridicările pentru hărțile magnetice ale țării noastre. Principiile de funcționare ale aparatelor, ca și formulele de calcul folosite, sînt bine cunoscute și nu vom reveni asupra lor.

Folosindu-se metodele clasice de măsură, s-a căutat ca numărul de determinări și precizia realizată să permită obținerea unor rezultate cît mai exacte. Pentru aceasta, atît la legătura cu Observatorul Krasnaia Pahra, cît și la legătura cu Observatorul Niemegk s-au făcut mai multe serii de măsurători la Observatorul Surlari în perioada de timp premergătoare deplasării; la observatoarele străine s-au executat serii de măsurători atît la sosire, cît și aproape de terminarea perioadei de deplasare, iar la întoarcerea în țară s-au repetat măsurătorile la Observatorul Surlari, realizîndu-se astfel controlul necesar pentru închidere.

Datelor de măsură li s-au aplicat reducerile cerute de metodica de lucru, pentru reducerile de variație diurnă folosindu-se înregistrările observatoarelor respective.

În cele ce urmează se prezintă rezultatele obținute după prelucrarea datelor de observație.

I. MĂSURĂTORI DE LEGĂTURĂ ÎNTRE OBSERVATOARELE SURLARI ȘI KRASNAIA PAHRA

1. Componenta orizontală

a) MĂSURĂTORI EFECTUATE CU APARATELE QHM Nr. 465 ȘI 466

Măsurătorile s-au executat la Observatorul Krasnaia Pahra în zilele de 11, 12, 20 și 21 septembrie 1962, efectuîndu-se cu fiecare aparat cîte nouă determinări. Valoarea obținută din aceste determinări, pentru nivelul bazei înregistrărilor, a fost comparată cu aceea stabilită acolo cu ajutorul teodolitului normal.

Folosindu-se constantele aparatelor QHM determinate în 1958 la Rude Skow (Danemarca), s-au determinat diferențele $H_{0\,QHM} - H_{0\,Kr.\,P}$, date în tabela 1, unde

H_{0QHM} este valoarea bazei H calculată din măsurători făcute cu QHM-uri (constanta C determinată la Rude Skow în 1958);

$H_{0\,Kr.\,P}$ — valoarea bazei H dată de observator.

Tabela 1

Data	$H_{0\,QHM} - H_{0\,Kr.\,Pahra}$	
	QHM 465 γ	QHM 466 γ
11 sept. 1962	17,8	19,6
12 „ „	18,1	20,6
	17,8±0,1	19,3±0,8
20 „ „	17,4	16,8
21 „ „	17,7	20,0

Această diferență trebuie să reprezinte pe cea existentă între nivelele absolute de referință la Observatoarele Rude Skow și Krasnaia Pahra. Măsurători de comparație făcute anterior (1957 și 1958) au găsit pentru această diferență o valoare de aproximativ 12 γ [2]. Valoarea mai mare găsită de noi confirmă existența unei variații a constantei C, variație de ordinul 2 γ/an, care a fost pusă în evidență la aceste aparate cu altă ocazie [1] și observată de altfel și la alte QHM-uri [3], [4]. Măsurătorile făcute ulterior au arătat că celelalte constante ale QHM-urilor nu prezintă variații [1].

Utilizînd valorile constantei C ale aparatelor QHM redeterminate în 1961 la Niemegk [1], s-a calculat în acest caz diferența $H_{0\,QHM} - H_{0\,Kr.\,P}$, obținîndu-se valorile din tabela 2, în care

$H_{0\,QHM}$ este valoarea bazei H calculată din măsurători făcute cu QHM-uri (constanta C determinată la Niemegk în 1961);

$H_{0\,Kr.\,P}$ — valoarea bazei H dată de observator.

Tabela 2

Data	$H_{0\,QHM} - H_{0\,Kr.\,Pahra}$			
	QHM 465 γ		QHM 466 γ	
11 sept. 1962	9,9		8,8	
12 „ „	10,4		9,6	
		10,0		8,4
20 „ „	9,7		6,0	
21 „ „	10,0		9,2	

Valorile din tabelă trebuie să corespundă diferenței dintre nivelele absolute de referință ale componentei orizontale de la observatoarele Niemegk și Krasnaia Pahra și, dacă se ține seama de variația constantei C amintite mai sus, se constată că diferența găsită de noi (aprox. 8 γ) este în concordanță cu cea stabilită anterior (aprox. 9 γ) în lucrările [2], [5].

Folosind valorile componentei orizontale date de Observatorul Krasnaia Pahra, s-au redeterminat constantele C pentru cele două QHM-uri, constante folosite la determinarea nivelului absolut al componentei orizontale la Observatorul Surlari, unde s-au făcut determinări în zilele de 4, 5, 6, 27, 28 și 29 septembrie 1962.

Comparînd valorile H astfel obținute cu cele date de Observatorul Surlari (pe baza determinărilor cu teodolitul normal), s-a determinat diferența dintre nivelul absolut de referință al componentei orizontale de la acest observator și cel de la Krasnaia Pahra. Valorile sînt prezentate în tabela 3, unde

$H_{0\,QHM}$ este valoarea bazei H calculată din măsurători făcute cu QHM-uri (constanta C determinată la Krasnaia Pahra în 1962);

$H_{0\,Su}$ — valoarea bazei H dată de observator.

Tabela 3

Data	$H_{0\,QHM} - H_{0\,Su}$		Δ_m
	QHM 465 γ	QHM 466 γ	γ
4 sept. 1962	28,2	31,0	
5 „ „	35,8	33,6	33,0±1,2
6 „ „	36,3	33,0	32,2
27 „ „	30,8	31,8	
28 „ „	31,8	31,6	31,5±0,6
29 „ „	30,2	28,7	
29 „ „	33,9	33,0	

Ținînd seama de diferența Ni-Kr. P., rezultatele prezentate mai sus sînt în bună concordanță cu diferența Ni-Su determinată în 1961 [1].

b) MĂSURĂTORI EFECTUATE CU TEODOLITUL MAGNETIC DE TEREN ASKANIA nr. 305 213

Măsurătorile cu teodolitul magnetic au fost executate cu doi magneți deviatori de momente diferite, pentru fiecare dintre aceștia făcîndu-se determinări atît la distanța mare, cît și la cea mică. Pentru o serie de măsurători s-a adoptat ca valoare finală media celor patru determinări.

Pe baza măsurătorilor făcute în zilele de 5, 6, 28 și 29 septembrie 1962 la Observatorul Surlari, s-au stabilit constantele de legătură C_L, folosind drept valoare pentru H în momentul măsurii, valoarea citită pe înregistrările al căror nivel de bază era determinat cu ajutorul teodolitului normal al observatorului.

La Observatorul Krasnaia Pahra s-au executat serii de măsurători în zilele de 11, 12, 20 și 21 septembrie 1962. Calculîndu-se nivelul bazei de referință al componentei orizontale obținut din determinările cu teodolitul nostru de teren, s-au obținut valori care au fost comparate cu cele date de observatorul respectiv pe baza determinărilor cu teodolitul normal. Valorile sînt date în tabela 4, în care

$H_{0\,Kr.\,P}$ este valoarea bazei H dată de observator;

H_{0T} — valoarea bazei H calculată din măsurători făcute cu teodolitul de teren (constanta C_L determinată la Surlari în 1962).

Tabela 4

Data	$H_{0\,Kr.\,P} - H_{0T}$ γ	
11 sept. 1962	21±7	
12 „ „	36±9	
20 „ „	35±6	29±8
21 „ „	24±8	

În tabelă sînt reprezentate valorile diferenţelor şi împrăştierile maxime obţinute în cadrul unei serii de determinări, iar în ultima coloană valoarea medie şi împrăştierile maxime ale valorilor medii ale seriilor de determinări.

Se constată că valorile obţinute, pentru diferenţa dintre nivelele absolute de referinţă ale componentei orizontale la cele două observatoare atît cu aparatele QHM, cît şi cu teodolitul de teren sînt în concordanţă şi arată că nivelul Observatorului Surlari este coborît cu aproximativ 30 γ faţă de cel al Observatorului Krasnaia Pahra.

2. Înclinaţia

Măsurătorile au fost executate cu inductorul terestru de teren al teodolitului Askania nr. 305 213 în scopul verificării acestui aparat. În tabela 5, se dau diferenţele între valorile I măsurate cu teodolitul de teren şi cele stabilite la ora măsurii pe baza înregistrărilor Observatorului Krasnaia Pahra.

Tabela 5

Data	$I_{\text{Kr. P}}$	$I_{\text{măsurat}}$	Δ	Δ_{medie}
11 sept. 1962	70°27′2	70°26′5	+0′7	
12 „ „	70°28′9	70°28′1	+0′8	+0′8
21 „ „	70°27′5	70°26′6	+0′9	

Corecţia de + 0′8 care trebuie aplicată măsurătorilor efectuate cu acest teodolit era cunoscută încă de la etalonarea acestui aparat în 1944 la Niemegk şi a fost regăsită mereu aceeaşi în cursul reetalonărilor făcute la Observatorul Surlari. Acest fapt arată că rezultatele determinărilor executate cu inductorul terestru al Observatorului Surlari sînt exacte.

3. Declinaţia

S-au executat determinări cu declinometrul cu fir al aceluiaşi teodolit, folosindu-se doi magneţi de momente diferite. În tabela 6 sînt prezentate diferenţele dintre valorile determinate pentru baza D cu ajutorul teodolitului de teren şi cele date de Observatorul Krasnaia Pahra.

Tabela 6

Data	$D_{0\,\text{Kr. P}}$	$D_{0\,\text{măsurat}}$	Δ	Δ_{medie}
12 sept. 1962	7°44′5	7°50′1	−5′6	
20 „ „	7°44′5	7°50′0	−5′5	−5′7
21 „ „	7°44′5	7°50′4	−5′9	

Ținînd seama de faptul că la Observatorul Surlari fusese stabilită o corecție de legătură de — 4′2 pentru determinările de declinație executate cu acest teodolit, se constată că în perioada executării măsurătorilor există o diferență de 1′5 între nivelele de referință ale observatoarelor Surlari și Krasnaia Pahra.

II. MĂSURĂTORI DE LEGĂTURĂ ÎNTRE OBSERVATOARELE SURLARI ȘI NIEMEGK

1. Componenta orizontală

a) MĂSURĂTORI EFECTUATE CU APARATELE QHM nr. 465 ȘI 466

S-au executat la Niemegk cîte 11 determinări cu fiecare aparat în perioada 12—19 iunie 1963 și, folosindu-se constantele C determinate la acest observator în 1961 [1], s-au calculat diferențele $H_{0\,QHM} - H_{0\,Ni}$, date în tabela 7, în care

$H_{0\,QHM}$ este valoarea bazei H calculată din măsurătorile făcute cu QHM-uri (constanta C determinată la Niemegk în 1961);

$H_{0\,Ni}$ — valoarea bazei H dată de observator.

Tabela 7

Data	$H_{0\,QHM} - H_{0\,Ni}$			
	QHM 465 γ		QHM 466 γ	
12 iunie 1963	—		3,5	
13 „ „	3,9		2,4	
		4.1±0.4		3.0±0.5
14 „ „	4,3		1,9	
19 „ „	4,0		4,1	

Valorile găsite confirmă existența variației de aproximativ 2 γ/an a constantei C.

Constantele C ale celor două aparate au fost redeterminate pe baza valorilor componentei orizontale date de Observatorul Niemegk și au fost folosite pentru calculul măsurătorilor executate la Surlari în perioadele 3—5 iunie 1963 și 27 iunie — 2 iulie 1963. Comparînd valorile astfel obținute cu cele date de Observatorul Surlari, s-a determinat diferența $H_{0\,QHM} - H_{0Su}$, care reprezintă diferența dintre nivelele absolute de referință ale celor două observatoare. Rezultatele sînt date în tabela 8, în care

$H_{0\,QHM}$ este valoarea bazei H calculată din măsurătorile făcute cu QHM-uri (constanta C determinată la Niemegk în 1963);

H_{0Su} — valoarea bazei H dată de observator.

Tabela 8

Data	$H_{0\,QHM} - H_{0\,Su}$		Δ_m	
	QHM 465 γ	QHM 466 γ		
3 iunie 1963	39,4	40,5		
4 „ „	37,7	37,7	38,6±0,5	
5 „ „	37,8	38,7		39,5
27 „ „	38,2	37,1		
29 „ „	39,6	38,4		
30 „ „	40,6	39,4	40,3±0,8	
1 iulie „	44,2	40,9		
2 „ „	—	44,0		

Se constată că nivelul de referinţă la Observatorul Surlari este mai coborît cu 39,5 γ faţă de Niemegk, şi această valoare este în concordanţă cu determinările făcute în 1961 [1].

b) MĂSURĂTORI EFECTUATE CU TEODOLITUL MAGNETIC DE TEREN ASKANIA nr. 305 213

Procedîndu-se asemănător ca în cazul legăturii cu Observatorul Krasnaia Pahra, s-au executat la Surlari determinări în zilele de 6 şi 7 iunie şi 28 şi 27 iunie 1963, iar la Niemegk în zilele de 12, 13 şi 14 iunie 1963. Folosindu-se valorile constantei de legătură C_L determinate pe baza măsurătorilor efectuate la Surlari, utilizînd valoarea H dată de acest observator, s-a măsurat nivelul de bază al componentei orizontale la Niemegk, iar valorile au fost comparate cu cele date de observator.

Rezultatele sînt prezentate în tabela 9, unde

$H_{0\,Ni}$ este valoarea bazei dată de observator;

$H_{0\,T}$ — valoarea bazei H calculată din măsurători făcute cu teodolitul de teren (constanta C_L determinată la Surlari în 1963).

Tabela 9

Data	$H_{0\,Ni} - H_{0T}$ γ	
12 iunie 1963	34±6	
13 „ „	44±9	38±6
14 „ „	36±7	

Coloanele au aceeaşi semnificaţie cu cele din tabela 4 şi valoarea de 38 γ este în bună concordanţă cu cea furnizată de aparatele QHM.

2. Componenta verticală

Neavînd la dispoziție aparatură cu ajutorul căreia se determină direct componenta verticală, aceasta a fost stabilită, pe baza măsurătorilor efectuate cu aparatele QHM pentru H și cu inductorul terestru pentru I, folosindu-se relația

$$Z = H \operatorname{tg} I.$$

Măsurătorile făcute la Niemegk cu un inductor terestru de teren Askania, altul decît cel folosit la Krasnaia Pahra, au pus în evidență o diferență de 0′,3 între valoarea I_0 dată de Neimegk și cea măsurată cu acest aparat. Rezultatele sînt date în tabela 10.

Tabela 10

Data	$I_{0\ măsurat}$		$I_{0\ Ni}$	Δ
12 iunie 1963	67°17′2			
13 „ „	67°17′1			
		67°17′3	67°17′6	−0′3
13 „ „	67°17′3			
14 „ „	67°17′7			

Aceeași diferență a fost găsită pentru acest aparat și în 1959, cînd a fost verificat la Niemegk.

Ținîndu-se seama de această diferență, și folosindu-se valorile H măsurate cu aparatele QHM, s-a calculat componenta verticală la Observatorul Surlari, găsindu-se valorile date în tabela 11, în care

I_0 este valoarea de bază a înclinației la Surlari;
H_0 — valoarea de bază a lui H măsurată la Surlari cu aparatele QHM;
Z_0 — valoarea de bază a lui Z calculată conform relației $Z_0 = H_0 \operatorname{tg} I_0$;
Z_{0Su} — valoarea de bază a lui Z dată de Observatorul Surlari;
$Z_0 - Z_{0Su}$ — diferența dintre nivelele de referință ale componentei verticale.

Tabela 11

Data	I_0	H_0 Γ	Z_0 Γ	Z_{0Su} Γ	$Z_0 - Z_{0Su}$ γ	
6 iunie 1963	61°22′9	0,22428	0,41105	0,41038	67	72,5
7 „ „	61°23′3	„	0,41116	„	78	
27 „ „	61°22′3	0,22437	0,41104	0,41045	59	
28 „ „	61°22′9	„	0,41121	„	76	
29 „ „	61°22′3	„	0,41104	„	59	62,5
30 „ „	61°22′4	„	0,41106	„	61	
1 iulie „	61°22′0	0,22443	0,41106	„	61	
2 „ „	61°21′9	„	0,41104	„	59	

Se poate considera că pentru perioada în care s-au făcut măsurătorile de comparaţie această diferenţă este de 67 $\pm$ 5 γ.

3. Declinaţia

Executîndu-se la Observatorul Niemegk măsurători cu declinometrul cu fir, s-au stabilit diferenţele dintre valoarea bazei declinaţiei de la Observatorul Niemegk determinate de noi şi cea indicată de observatorul respectiv. Acestea sînt date în tabela 12.

Tabela 12

Data	$D_{0\,Ni}$	$D_{0\,măsurat}$	Δ	Δ_{medie}
12 iunie 1963	$-1°56'1$	$-1°55'2$	$-0'9$	
14 „ „	$-1°49'3$	$-1°48'6$	$-0'7$	$-0'8$
15 „ „	$-1°49'3$	$-1°48'4$	$-0'9$	

Deoarece la Observatorul Surlari a fost stabilită, pe baza măsurătorilor din zilele de 6, 7, 28 şi 29 iunie 1963, o corecţie de legătură a aparatului nostru de $-1'2$, rezultă că în perioada măsurătorilor se constată o diferenţă de $0'4$ între nivelele de referinţă ale observatoarelor Niemegk şi Surlari.

CONCLUZII

Măsurătorile executate au condus la legarea Observatorului magnetic Surlari de două Observatoare mari, permiţînd stabilirea corecţiilor ce trebuie aplicate nivelelor absolute, dintre aceste corecţii cele mai importante fiind cele pentru nivelul H ($+$ 40 γ) şi pentru nivelul Z ($+$ 67γ).

S-a făcut astfel prin intercomparaţie un început în acţiunea de integrare a observatorului nostru magnetic în reţeaua internaţională a observatoarelor magnetice.

Determinîndu-se constantele de legătură şi corecţiile ce trebuie aplicate valorilor obţinute cu aparatele folosite în măsurătorile de tren, s-au realizat condiţiile cerute de stabilirea reducerilor necesare pentru legarea hărţilor magnetice ale ţării noastre cu reţelele magnetice ale ţărilor vecine, aceasta ca un prim pas spre integrarea în hărţile magnetice mondiale.

Primită la redacţie la 13 august 1965

BIBLIOGRAFIE

1. T. Neștianu, *Măsurători de comparație făcute cu QHM 465 și QHM 466 la Observatorul geomagnetic Niemegk (R.D.G.)*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **2**, *1*, 109—112 (1965).
2. Л. Г. Мансурова, *Сравнение магнитных стандартов некоторых стран и приборов магнитных обсерваторий Советского Союза со стандартом СССР напряжности геомагнитного поля*. Труды НЗМНРАН, *18* (*28*), 68—76 (1961).
3. W. Zander, *Einige Ergebnisse von Messungen, mit QHM und B M Z Instrumenten*. Jahrbuch 1960 des Ad. Schmidt Observatorium für Erdmagnetismus in Niemegk, 1962, p. 183—186.
4. A. Szymanski, *Pomiary porownawcze pomuedzy observatoriami polskimi a observatorium geomagnetyczmym w Niemegk przeprowadzone w dniach 2—10 czerwca 1964 roku*. Acta geophysica Polonica, **XIII**, *1*, 65—67 (1965).
5. H. Wiese, *Theorie der klassischen geomagnetischen Instrumenten. Geomagnetismus und Aeronomie*. II. VEB, Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1960.

DIAGRAMĂ PSIHROMETRICĂ RECTILINIE PENTRU DETERMINAREA TENSIUNII VAPORILOR ȘI TEMPERATURII DE ROUĂ SAU BRUMĂ, LA ORICE PRESIUNE ȘI VENTILARE

DE

ALEXANDRU GRIGORIU și EVA BILEK

Universitatea din București

Autorii au construit o diagramă (fig. 1) în care o singură dreaptă rezumă o întreagă tabelă psihrometrică. Înclinarea dreptei față de axe este dată de inversul coeficientului psihrometric A și de presiunea de lucru p, deci nu mai este nevoie de corecții pentru presiune și ventilație.

Citirea valorilor se face cu o riglă anexă care dă tensiunea actuală e și temperatura de rouă T_d sau de brumă T_f. Se construiesc rigle distincte pentru torri sau milibari. Umezeala relativă se calculează pe o diagramă curentă (fig. 2) din temperatura T a termometrului uscat și din temperatura de rouă T_d (sau din tensiunea actuală e).

În literatura științifică sînt expuse mai multe tipuri de rigle de calcul [1], [2], [3] sau dispozitive speciale [4] sau diagrame pentru calculul mărimilor umezelii aerului sau al corecțiilor de presiune și ventilare în determinarea psihrometrice [5], [6], [7], [8], [9], [10]. Ele au ca scop înlocuirea tabelelor psihrometrice [11], [12], [13], [14], [15] [16], [17] sau a tabelelor de corecții la acestea. Diagramele existente reprezintă în genere rețele de curbe în care căutarea valorilor poate deseori conduce la erori personale.

Lucrarea de față propune un grafic redus la o dreaptă unică, pentru o anumită ventilație și presiune. La modificarea aparatului (altă ventilație) sau la schimbarea presiunii, sau pentru cele două alternative ale echilibrului : vapori-apă sau vapori-gheață, se trasează o altă dreaptă, în loc de a calcula o nouă tabelă.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, Nr. 2, p. 291–295, BUCUREȘTI 1965

Principiul graficului porneşte de la ecuaţia psihrometrică

$$e = E'(T') - Ap(T - T'), \tag{1}$$

în care e este tensiunea actuală a vaporilor, $E'(T')$ tensiunea maximă la temperatura T' a termometrului umed, T temperatura termometrului uscat, p presiunea şi A coeficientul psihrometric. Acesta este distinct după cum pe rezervorul termometrului umed se află apă sau gheaţă [1], variază puternic cu ventilaţia la viteze mici, dar este foarte apropiat de valoarea sa minimă la viteze de ventilaţie peste 2,5 m/s [19], [20], [21], [22], [23], [24] sau la micşorarea dimensiunilor receptorului de temperatură sub 1 mm diametru [25], [26], [22].

Ecuaţia psihrometrică poate fi grupată astfel:

$$E' - e = Ap(T - T'), \tag{2}$$

$$E' - e = \operatorname{tg}\alpha \cdot \Delta T, \tag{3}$$

unde s-a notat

$$\Delta T = T - T'.$$

Pe o diagramă cu

$$x = \Delta T, \qquad y = E' - e,$$

$\operatorname{tg}\alpha$ reprezintă deci coeficientul unghiular al dreptei dată de relaţia (3).

Dar, conform înlocuirii, avem

$$Ap = \operatorname{tg}\alpha,$$

$$p = \operatorname{tg}\alpha\left(\frac{1}{A}\right), \tag{4}$$

Luînd $1/A$ în abscisă şi p în ordonată constatăm că ecuaţia (4) ne dă o dreaptă care trece prin origine întocmai ca dreapta (3) şi are acelaşi coeficient unghiular $\operatorname{tg}\alpha$.

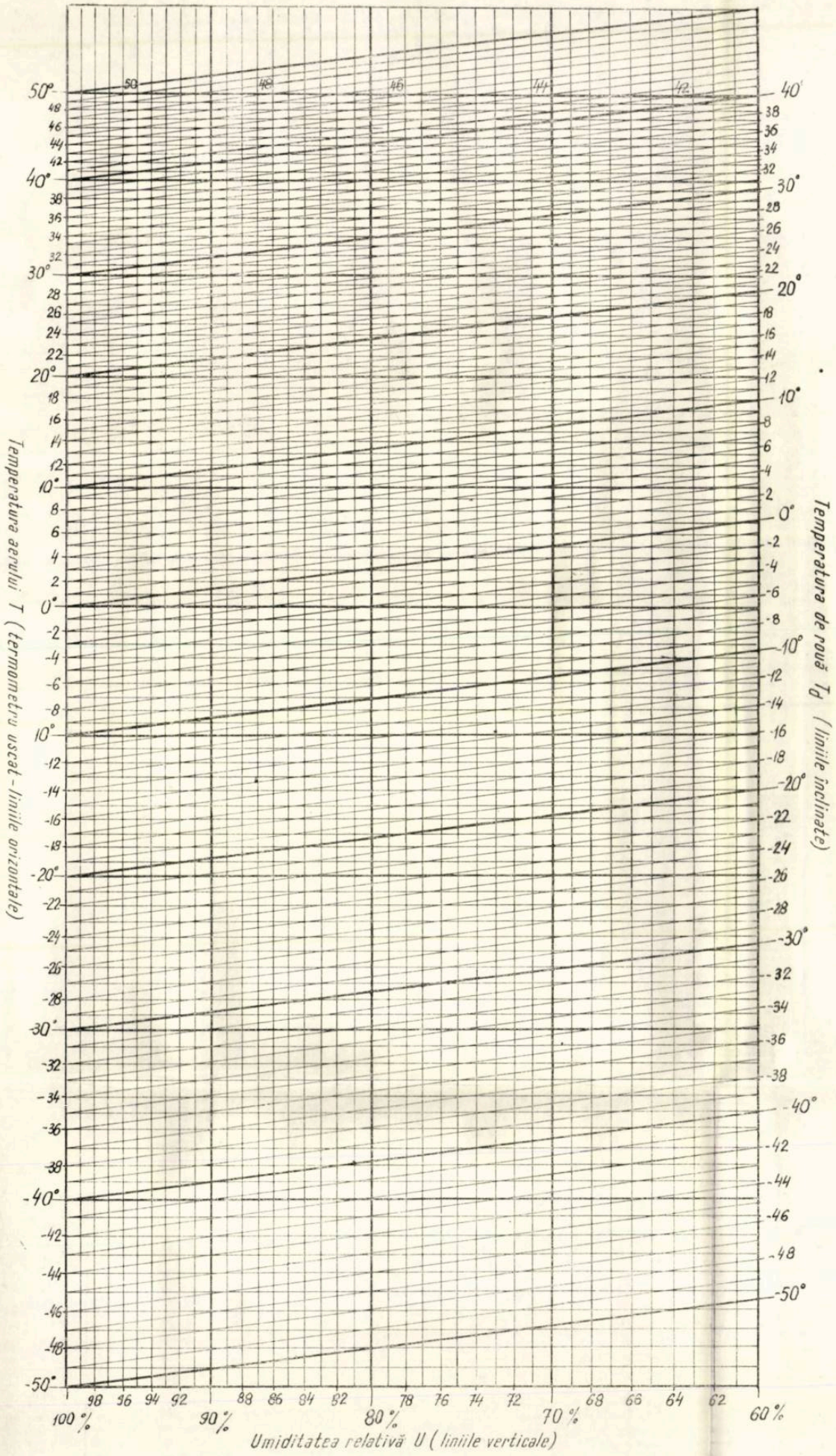
Aşadar putem construi, pentru tipul de psihrometru cu care lucrăm, caracterizat printr-o anumită valoare a coeficientului psihrometric $A = A_0$, şi pentru presiunea anumită $p = p_0$ la care lucrăm, o dreaptă particulară ce trece prin origine şi care este dreapta de lucru a psihrometrului nostru (fig. 1). Pe ea putem obţine valorile diferenţei $E' - e$ în dreptul valorilor respective ale lui $\Delta T = T - T'$.

Se pune însă problema tensiunii actuale e. Aceasta se poate obţine eventual prin calcul, căutînd în tabele valoarea $E'(T')$ şi scăzînd din ea diferenţa dată de grafic,

$$E' - (E' - e) = e.$$

Scopul nostru fiind însă evitarea, pe cît posibil, a calculului numeric, putem alege pentru obţinerea lui e şi o cale grafică, servindu-ne de

[1] Birkeland [18] susţine că distincţia nu ar avea importanţă în practica psihrometrelor cu ventilaţie.


Temperatura aerului T (termometru uscat - liniile orizontale)
Temperatura de rouă T_d (liniile înclinate)
Umiditatea relativă U (liniile verticale)

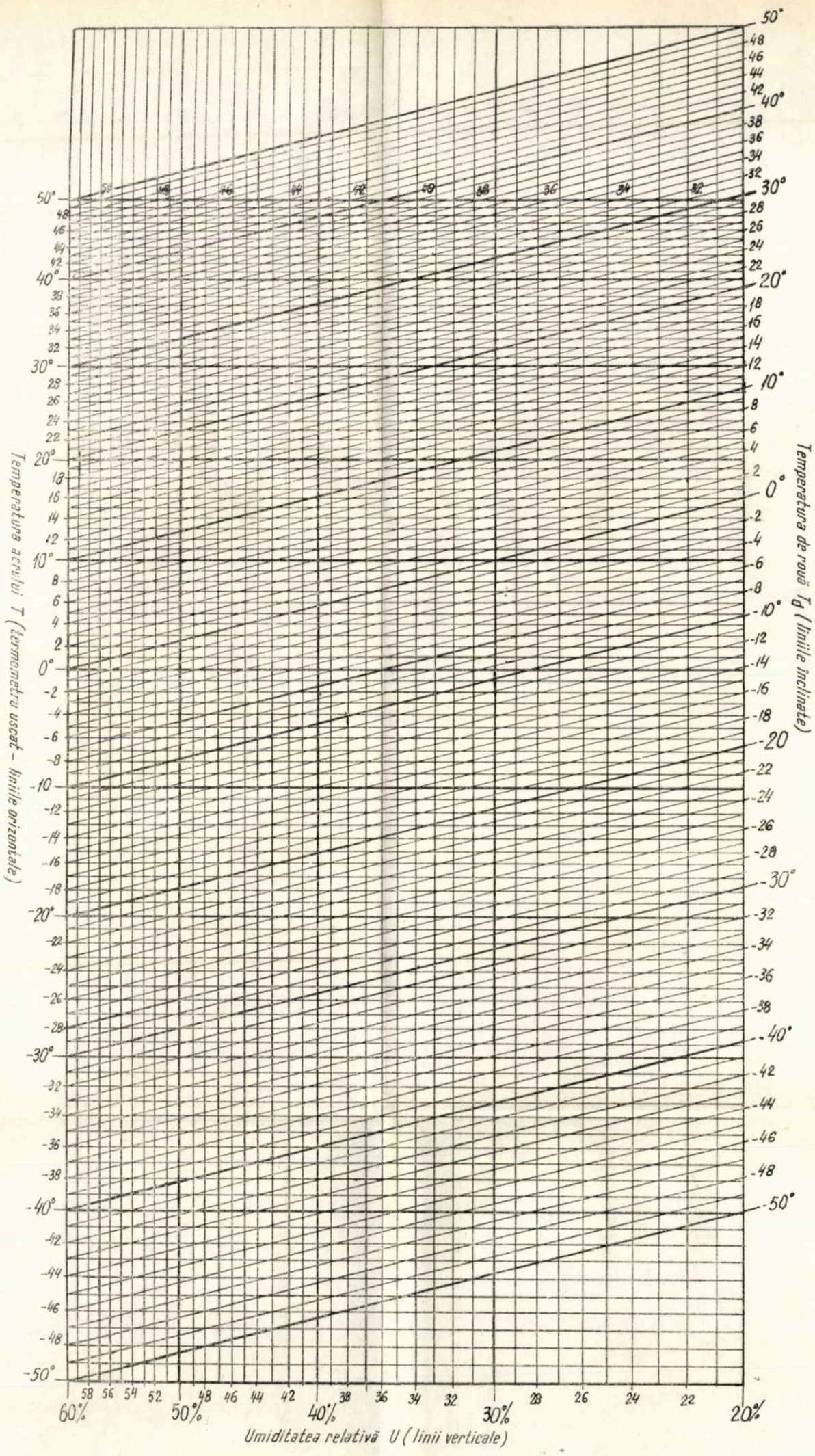
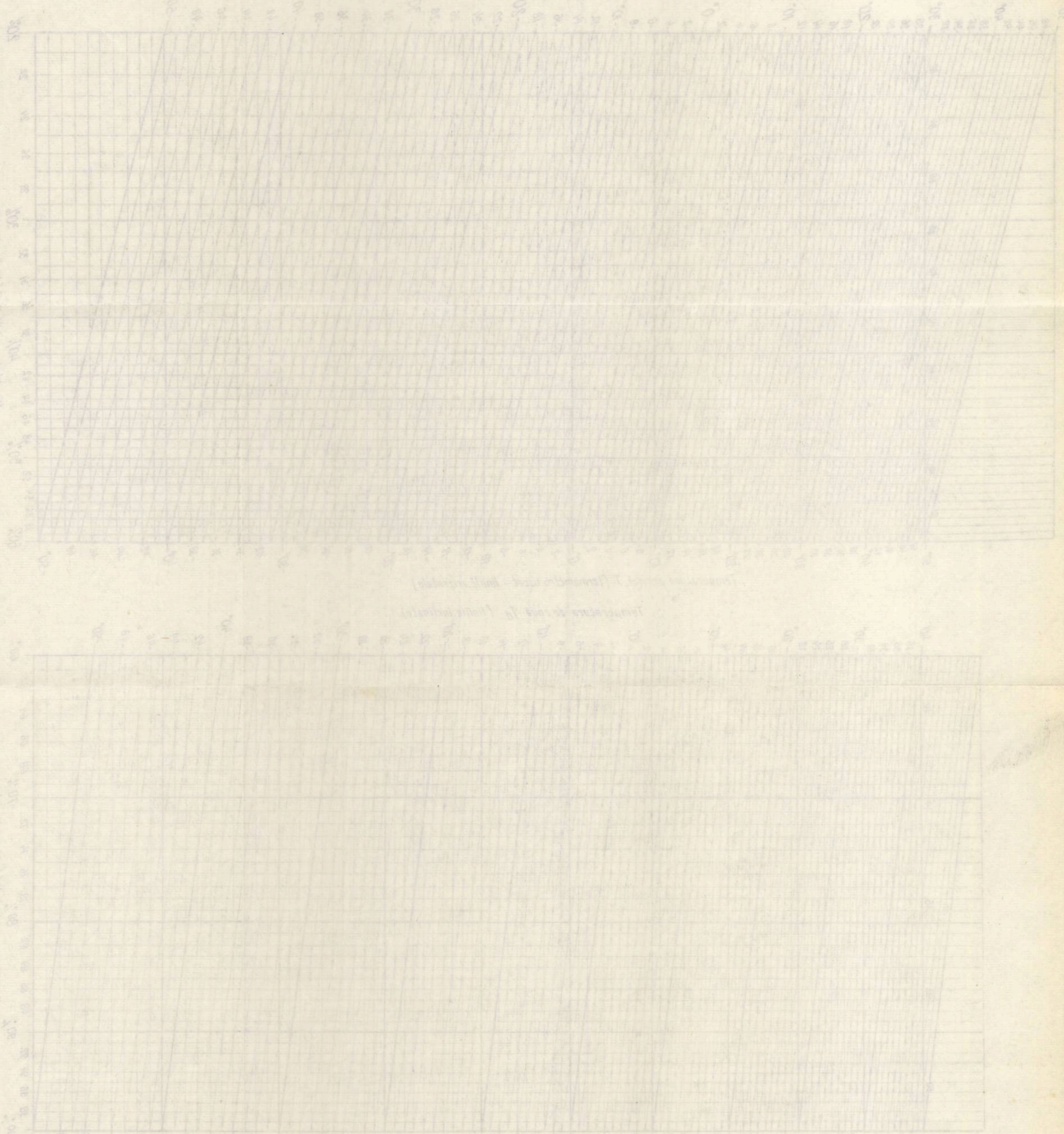

Temperatura aerului T (termometru uscat - liniile orizontale)
Temperatura de rouă T_d (liniile înclinate)
Umiditatea relativă U (linii verticale)

Fig. 2 a şi b.



Pe ordonata din dreptul unei abscise U sînt înscrise valorile $\lg E(T)_u$, deduse din

$$\lg E(T)_U = \lg E(T)_{100} - \lg U_f.$$

Dreptele orizontale ne dau temperatura T°C, dreptele verticale umezeala relativă U%, iar dreptele înclinate temperatura de rouă T_d°C.

BIBLIOGRAFIE

1. W. Kuhn, *Rechenscheibe für Zustandgrössen feuchter Luft.* Ann. Schweiz. Meteor. Zentral anst., 1941, Anh. **X**, 3 (1942).
2. S. Baumbach, *Taupunkt-Rechenschieber.* Techn. Mitt. Instrumentenabt. Met. Amt, NW-Deutschland, *21*, 17—19 (1952).
3. H. Greinacher, *Zur Frage des Ersatzes psychrometrischer Tafeln durch Rechenschieber.* Arch. Met. Geophys. Bioklim., A, *10*, 350—354 (1958).
4. H. Mrose, *Ein Psychrometer-Auswertgerät zur raschen Bestimmung des Taupunktes.* Wetter und Leben, *4*, 104—106 (1952).
5. L. Fischer, *Graphische Tafeln für die Psychrometrie.* Ann. Schweiz. Met. Zentralanst., 1938, Anh. **7**, pp. 3 (1939).
6. W. Bleeker, *A diagram for obtaining in a simple manner different humidity elements and its use in daily synoptic work.* Bull. Amer. Met. Soc., **20**, 325—329 (1939).
7. H. Uttinger, *Graphische Aspirations-Psychrometer-Tafeln zur Bestimmung der relativen Feuchtigkeit under verschiedenen Luftdruck.* — Met. Ztschr., *56*, 390—392 (1939).
8. D. Sonntag, *Neue graphische Aspirations-Psychrometer-Tafeln.* Met. Rundschau, **5**, *9/10*, 182—184 (1952).
9. A. Grigoriu, D. Mărăcineanu, *Grafice pentru calculul corecțiilor de presiune și ventilație în determinările psihrometrice*, Probleme de Hidrometeorologie, **1**, 127—132 (1956).
10. B. Primault, W. Kuhn, *Graphische Tafeln zur Bestimmung von Taupunkt und relativer Feuchtigkeit aus den Angaben eines Psychrometers.* Wetter und Leben, **13**, *3/4*, 1961.
11. G. Hellmann, *Aspirations-Psychrometer-Tafeln.* Berlin, I 1908, 1914, Braunschweig, II 1937, 1940, pp. 123, III 1955.
12. E. J. Stucki, H. Uttinger, *Table psychrométrique*, Microtecnik, *1*, 256—262 (1947).
13. Ananias Rojecki, *Tablice psychrometryczne*, Warszawa, 1950, pp. XI + L.49 + W.153.
14. V. A. Savici, *Psihrometriceskie Tablți*, — Ghidrometeorologhiceskoe Izdatelstvo, Leningrad, 1952.
15. — *Relative humidity psichrometric tables.* (U.S. Dept. of Com., Weather Bureau) Washington, 1953.
16. * * * *Smitsonian Meteorological Tables.* (Smitsonian Institution). Washington, 1951.
17. F. M. Exner,, ed., *Jelineks Psychrometer-Tafeln*, VII Aufl. Leipzig, Akad. Verlag, 1929.
18. B. J. Birkeland, *Ein Fehler in der Psychrometertheorie.* Met. Zeit., *8*, 1942.
19. H. Mollwo, Zts. Angew. Meteor., **49**, 272 (1932).
20. G. A. Yamamoto, Geophys. Mag. Tokyo, **15**, 63 (1948).
21. A. Simons, Proc. Phys. Soc., **48**, 135—144 (1936).
22. R. W. Powell, Proc. Phys. Soc., **48**, 406—414 (1936).
23. A. F. Spilhaus, Trans. Roy. Soc. S. Africa, **24**, 185—202 (1936).
24. H. Bongards, *Feuchtigkeitsmessung.* München, 1926.
25. L. Ketternacker, Zts. f. Instr., **52**, 319—324 (1932).
26. We. Koch, Gesundheitsing., **59**, 504 (1936).

ASUPRA PROSPECȚIUNII ELECTRICE PRIN METODA EMIȚĂTOARELOR ÎNCRUCIȘATE

DE

SABBA ȘTEFĂNESCU și PETRE TĂNĂSESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr 21

1. Printre metodele de prospecțiune electrică cu curent continuu, metoda rezistivităților aparente, deși are o vechime de mai bine de o jumătate de secol, ocupă și astăzi un loc de prim plan. Deși modalitățile de aplicare a acestei metode au fost foarte felurite, totuși cele care s-au dovedit mai eficace și au avut o întrebuințare mai mare se pot reduce la trei tipuri: sondaje electrice verticale, profile de rezistivități și dispozitive AB fix, MN mobil.

Pentru toate variantele metodei rezistivităților, prezentarea cea mai obișnuită a rezultatelor este aceea de „hartă a curbelor de echirezistivitate" sau „linii izoohme", obținute prin măsurări sistematice ale rezistivităților aparente pe aliniamente aproximativ paralele și echidistante.

Majoritatea prospectorilor geofizicieni sînt dispuși să acorde acestor hărți o valoare intrinsecă, independent de direcția aliniamentelor pe care au fost deplasate dispozitivele de măsură. Practica a arătat însă că orientarea dispozitivelor poate avea o mare influență asupra aspectului hărții rezistivităților, așa cum s-a văzut și din anumite exemple publicate mai înainte [1], [2].

Din această cauză, interpretarea geologică a hărții rezistivităților devine problematică, dat fiind că direcția aparentă a anumitor structuri din subsol poate varia în mod considerabil atunci cînd se schimbă azimutul aliniamentelor de măsură.

Studiul matematic al problemei pe care o semnalăm se lovește în general de bine cunoscutele dificultăți de calcul ale distribuției electrice în medii eterogene. Lucrarea de față își propune, ca o contribuție la studiul problemei semnalate:

— să examineze anumite cazuri teoretice de medii eterogene pentru care influența orientării aliniamentelor de măsură asupra formei liniilor izoohme este manifestă și direct calculabilă;

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, Nr. 2, p. 297–307, BUCUREȘTI, 1965

— să precizeze anumite avantaje specifice ale prezentării rezultatelor măsurătorilor telurice prin linii izoarii;

— să justifice printr-un exemplu teoretic interesul practic al metodei emiţătoarelor încrucişate şi al prezentării rezultatelor acestei metode prin linii izoarii relative.

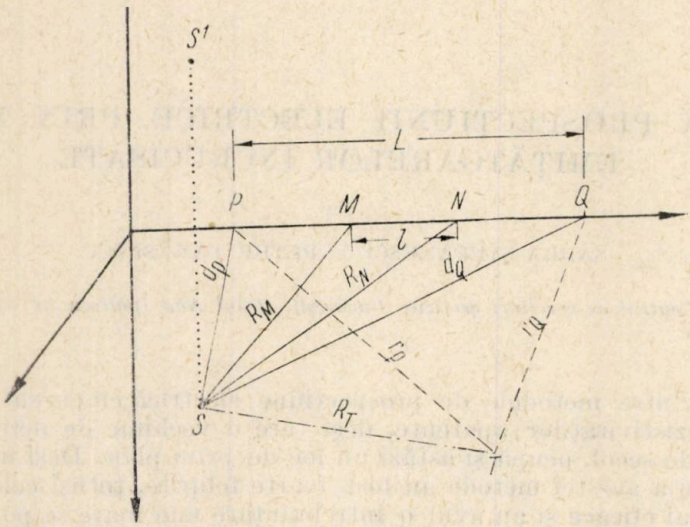


Fig. 1

2. Unul dintre terenurile eterogene cele mai simple care pot fi considerate în teoria prospecţiunii cu curent continuu este cel constituit dintr-un semispaţiu $z > 0$, conţinînd un centru α pozitiv [3]; vom studia în acest paragraf rezultatele măsurării rezistivităţii pe un astfel de teren.

Să presupunem linia de emisie PQ situată în planul $z = 0$ şi debitînd pe acest teren un curent I. Se ştie că se poate rezolva problema distribuţiei potenţiale determinate de linia PQ, completînd semispaţiul considerat printr-un semispaţiu $z < 0$, simetric cu primul în raport cu $z = 0$; se caută apoi distribuţia potenţială produsă de acelaşi emiţător PQ atunci cînd debitează un curent $2I$ în spaţiul complet astfel obţinut. Vom presupune deci că, în acest mediu eterogen infinit, conductivitatea locală σ_T în punctul T variază după legea

$$\sqrt{\sigma_T} = \alpha_T = B + C\left(\frac{1}{R} + \frac{1}{R^1}\right), \tag{1}$$

unde R şi R^1 sînt distanţele punctului T la centrul de conductivitate S şi la simetricul său S^1 în raport cu $z = 0$; B şi C sînt două constante pozitive arbitrare. În aceste condiţii, dacă T este situat în planul $z = 0$

(suprafața solului), se poate demonstra [3] că potențialul determinat în T de către emițătorul PQ are următoarea expresie :

$$V_T = \frac{I}{2\pi\alpha_T}\left\{\frac{1}{\alpha_P r_P} - \frac{1}{\alpha_Q r_Q} + \frac{2C}{BR_T}\left(\frac{1}{\alpha_P d_P} - \frac{1}{\alpha_Q d_Q}\right)\right\}, \tag{2}$$

unde

$$r_P = \overline{PT},\quad r_Q = \overline{QT},\quad R_T = \overline{ST},\quad d_P = \overline{PS},\quad d_Q = \overline{QS},$$

α_P, α_Q, α_T sînt valorile lui α în punctele P, T, Q (fig. 1).

Fie $L = \overline{PQ}$, $l = \overline{MN}$ lungimile liniilor de emisie și de măsură ale cvadripolului $PMNQ$, simetric în raport cu O_0 $(x_0, 0, 0)$ și așezat de-a lungul axei Ox a unui sistem cartezian $Oxyz$.

Să calculăm rezistivitatea aparentă măsurată de acest cvadripol. Aplicînd relația (1) în punctele M și N, aflăm între aceste puncte diferența de potențial

$$V_M - V_N = \frac{I}{\pi}\left\{\frac{1}{L-l}\left(\frac{1}{\alpha_P\alpha_M} + \frac{1}{\alpha_Q\alpha_N}\right) - \frac{1}{L+l}\left(\frac{1}{\alpha_Q\alpha_M} + \frac{1}{\alpha_P\alpha_N}\right) + \right.$$
$$\left. + \frac{I}{\pi}\cdot\frac{C}{B}\left(\frac{1}{\alpha_M R_M} - \frac{1}{\alpha_N R_N}\right)\left(\frac{1}{\alpha_P R_P} - \frac{1}{\alpha_Q R_Q}\right)\right. \tag{3}$$

Rezistivitatea aparentă măsurată de $PMNQ$ va fi deci, după o formulă cunoscută,

$$\rho_A = \frac{\pi}{4}\left(\frac{L^2}{l} - l\right)\frac{V_M - V_N}{I} = \frac{L}{4l}\left(\frac{1}{\alpha_P} - \frac{1}{\alpha_Q}\right)\left(\frac{1}{\alpha_M} - \frac{1}{\alpha_N}\right) +$$
$$+ \frac{1}{4}\left(\frac{1}{\alpha_P} + \frac{1}{\alpha_Q}\right)\left(\frac{1}{\alpha_M} + \frac{1}{\alpha_N}\right) +$$
$$+ \frac{1}{4}\left(\frac{L^2}{l} - l\right)\cdot\frac{C}{B}\left(\frac{1}{\alpha_M R_M} - \frac{1}{\alpha_N R_N}\right)\left(\frac{1}{\alpha_P d_P} - \frac{1}{\alpha_Q d_Q}\right). \tag{4}$$

Dacă linia de măsură este infinit mică (dispozitiv Schlumberger), rezistivitatea aparentă va fi

$$\rho_A = \frac{1}{2\alpha_0}\left(\frac{1}{\alpha_P} + \frac{1}{\alpha_Q}\right) + \frac{L}{2}\cdot C\frac{x_0 - x_s}{R_0^3\alpha_0^2}\left[\frac{1}{\alpha_Q} - \frac{1}{\alpha_P} + \right.$$
$$\left. + \frac{L}{2}\left(\frac{1}{\alpha_P d_P} - \frac{1}{\alpha_Q d_Q}\right)\right], \tag{5}$$

unde x_s este abscisa centrului de conductivitate S.

Un caz particular interesant este cel în care linia de emisie PQ are o lungime infinită. Dacă centrul S este situat în $x = 0$, formula precedentă va da

$$\rho_{A\infty} = \frac{1}{B}\left(\frac{1}{\alpha_0} + \frac{2Cx_0^2}{R_0^3\alpha_0^2}\right). \tag{6}$$

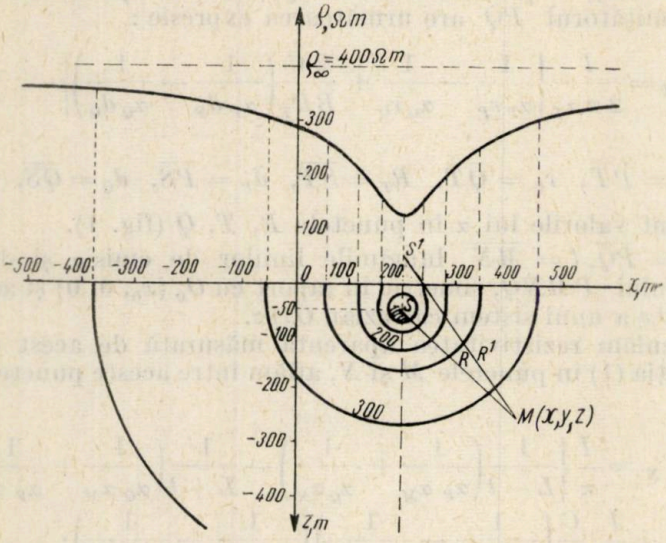

ρ, Ωm
ρ∞ = 400 Ωm
300
200
100
-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500
x, m
-50
-100
-200
-300
-400
z, m
S
S'
R
R'
M(x,y,z)

Fig. 2

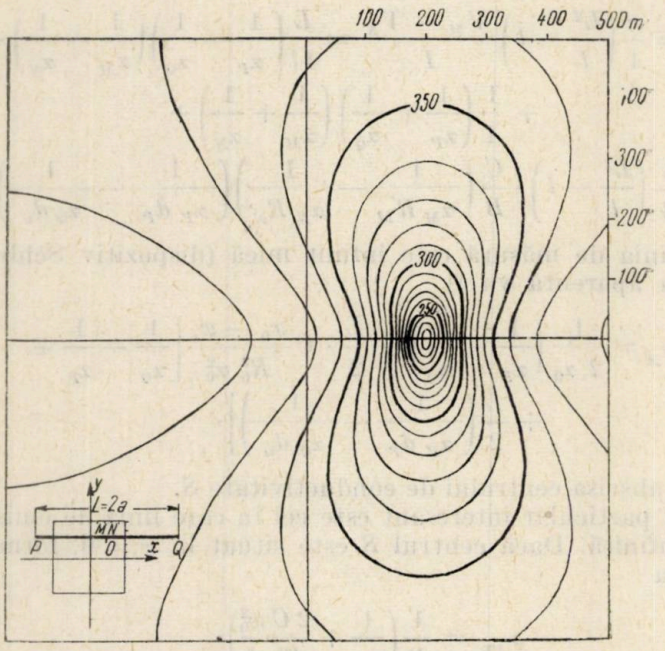

100 200 300 400 500 m
350
300
300
200
100
y
L=2a
MN
P
O
x
Q

Fig. 3

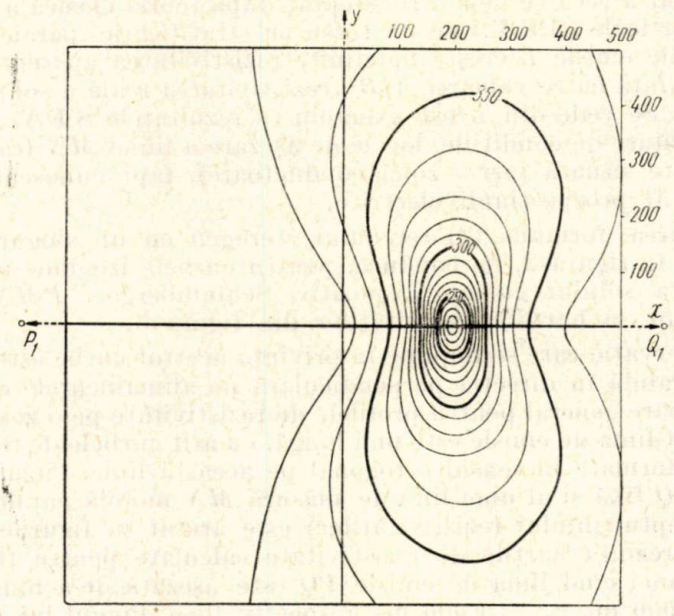

y
100
200
300
400
500
350
300
400
300
200
100
x
P_1
Q_1

Fig. 4 *a*

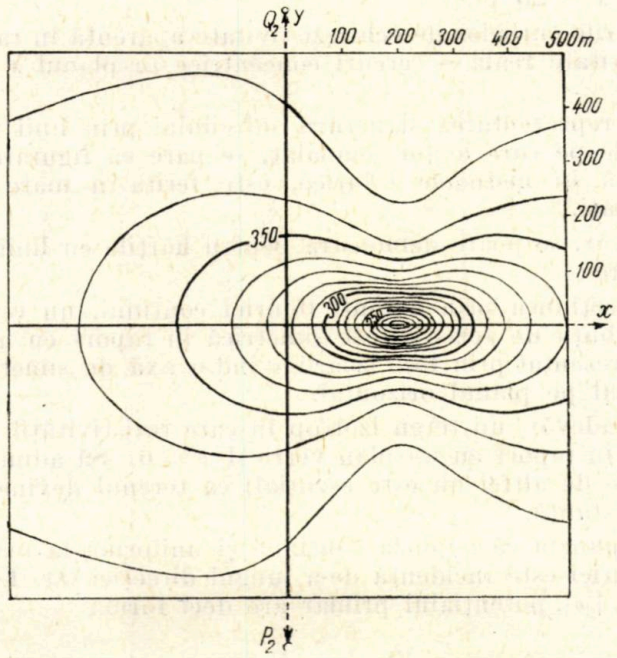

Q_2
y
100
200
300
400
500m
400
300
200
100
350
300
x
P_2

Fig. 4 *b*

Contrar a ceea ce ne-am fi așteptat după teoria clasică a sondajelor electrice verticale (S.E.V.) pe un teren cu stratificație paralelă, atunci cînd linia de emisie L crește indefinit, rezistivitatea aparentă nu tinde în cazul de față către valoarea $1/B^2$, rezistivitatea reală a solului la mare adîncime. Se vede din acest exemplu că rezultatele S.E.V. pot fi profund influențate de condițiile locale de așezare a liniei MN (care în acest exemplu este situată într-o zonă conductoare), fapt cunoscut de mulți practicieni ai prospecțiunii electrice.

Aplicarea formulei (2) terenului eterogen cu un singur centru S, reprezentat în figura 2, ne conduce, pentru curbele izoohme înregistrate la suprafața solului cu un dispozitiv Schlumberger $PMNQ$, avînd $L = 2\,000$ m, la harta rezistivităților din figura 3.

O observație care se impune în privința acestor curbe este alungirea lor considerabilă în direcția perpendiculară pe aliniamentele de măsură. Acest fapt pare general pentru profilele de rezistivitate pe o zonă conductoare : cu cît linia de emisie este mai lungă, cu atît curbele de rezistivitate sînt mai deformate în sensul ortogonal pe această linie. Cazul unei linii de emisie PQ fixă și al unei linii de măsură MN mobilă paralelă cu PQ (metoda dreptunghiului rezistivităților) este arătat în figurile 4*a* și 4*b*. Acestea reprezintă hărțile de rezistivitate calculate pentru terenul din figura 2 atunci cînd linia de emisie PQ este așezată de-a lungul lui Ox ($x_{P_1} = -1\,000$ m, $x_{Q_1} = 1\,000$ m), respectiv de-a lungul lui Oy ($y_{P_2} = -1\,000$ m, $y_{Q_2} = 1\,000$ m). Măsurările de rezistivitate au fost executate cu o linie $MN = 25$ m.

Deformările curbelor de echirezistivitate aparentă în raport cu cele de echirezistivitate reală — cercuri concentrice în planul $z = 0$ — sînt evidente.

3. Dacă reprezentarea structurii subsolului prin linii izoohme are inconvenientele pe care le-am semnalat, se pare că figurarea prin linii izoarii, folosită în metodele telurice, este ferită în mare măsură de aceste dificultăți.

Într-adevăr, se poate demonstra pentru hărțile cu linii izoarii teorema următoare :

În prospecțiunea prin curenți telurici continui, un teren izotrop, avînd o distribuție de rezistivitate simetrică în raport cu un plan vertical, este reprezentat prin linii izoarii avînd o axă de simetrie, urmă a planului vertical pe planul orizontal.

Fie, într-adevăr, un teren izotrop în care rezistivitățile sînt distribuite simetric în raport cu un plan vertical $x = 0$. Să admitem de asemenea (ceea ce de altfel nu este esențial) că terenul devine omogen la foarte mare distanță.

Să presupunem că o pînză continuă și uniformă la mare distanță de curenți telurici este incidentă de-a lungul direcției Ox. La mare distanță absolută $|x|$, potențialul primar are deci forma

$$V_{01} = -E_1 x, \tag{7}$$

E_1 fiind o constantă. În două puncte arbitrare M și M' simetrice în raport cu $x = 0$, potențialul incident ia valori egale și de semn opus : $V_{01}(M) = -V_{01}(M')$. Vom spune că el este antisimetric în raport cu $x = 0$. Acționînd asupra unui teren care admite $x = 0$ ca plan de simetrie, potențialul primar va da un potențial rezultant V_1, de asemenea antisimetric în raport cu $x = 0$:

$$V_1(M) = -V_1(M'). \tag{8}$$

Componentele (X_1, Y_1, Z_1), (X_1', Y_1', Z_1') ale vectorilor electrici $\vec{E}_1$ și $\vec{E}_1'$ în M și M' sînt deci

$$X_1 = X_1', \quad Y_1 = -Y_1', \quad Z_1 = -Z_1'. \tag{9}$$

Să presupunem, în al doilea rînd, că același teren ar fi traversat de o pînză de curenți telurici analogă, dar dirijată de-a lungul lui Oy. Potențialul incident fiind acum simetric în raport cu planul $x = 0$, care este în același timp și plan de simetrie al terenului, potențialul rezultant va păstra această simetrie :

$$V_2(M) = V_2(M'). \tag{10}$$

Între componentele (X_2, Y_2, Z_2), (X_2', Y_2', Z_2') ale vectorilor electrici în M și M' vor avea loc relațiile

$$X_2 = -X_2', \quad Y_2 = Y_2', \quad Z_2 = Z_2'. \tag{11}$$

Să considerăm acum produsele vectoriale $\vec{E}_1 \times \vec{E}_2$ în M și $\vec{E}_1' \times \vec{E}_2'$ în M', punctele M și M' fiind stații de măsură ale curenților telurici la suprafața solului.

În virtutea relațiilor (9), (11).

$$X_1 Y_2 - X_2 Y_1 = X_1' Y_2' - X_2' Y_1';$$

aceste produse vectoriale sînt deci egale. În consecință, M și M' sînt situate pe aceeași linie izoarie, care este simetrică în raport cu $x = 0$.

În această demonstrație am presupus pînzele de curenți telurici continui incidente ca fiind dirijate de-a lungul lui Ox și Oy. În teoria generală a prospecțiunii telurice se demonstrează că liniile izoarii rămîn neschimbate atunci cînd direcția curenților telurici variază, ceea ce desăvîrșește demonstrația teoremei. Raționamentul următor ajunge pe cale directă la același rezultat.

Fie două pînze de curenți telurici caracterizate prin potențialele incidente uniforme V_{0m}, V_{0n}, venind din direcții arbitrare m și n.

Se poate întotdeauna scrie, V_{01} și V_{02} fiind potențialele incidente definite mai sus,

$$V_{0m} = m_1 V_{01} + m_2 V_{02}, \qquad V_{0n} = n_1 V_{01} + n_2 V_{02},$$

unde m_1, m_2, n_1, n_2 sînt niște constante. Datorită suprapunerii liniare a stărilor electrice, potențialele rezultante vor fi

$$V_m = m_1 V_1 + m_2 V_2, \qquad V_n = n_1 V_1 + n_2 V_2.$$

Regulile elementare ale calculului vectorial permit să se verifice că, în virtutea relaţiilor (9) şi (11), la suprafaţa solului

$$|\text{grad } V_m(M) \times \text{grad } V_n(M)| = |\text{grad } V_m(M') \times \text{grad } V_n(M')|,$$

ceea ce înseamnă că M şi M' sînt situate pe aceeaşi linie izoarie.

Într-o formă mai concisă se poate afirma că

în curenţi telurici continui reprezentarea izoarie conservă planele de simetrie verticale.

Această teoremă atrage un corolar privitor la terenurile izotrope avînd o simetrie de revoluţie în jurul unei axe verticale Oz. Aceste terenuri au o infinitate de plane de simetrie trecînd prin Oz. Simetricul unui punct M, fix în raport cu fiecare dintre aceste plane de simetrie, se găseşte pe aceeaşi linie izoarie. Aceasta este deci în mod necesar un cerc cu axa Oz care trece prin M. Deci,

în curenţi telurici continui terenurile avînd un ax de simetrie vertical sînt reprezentate prin linii izoarii circulare concentrice.

4. Cele două proprietăţi semnalate mai sus pentru reprezentarea clasică a măsurărilor telurice conferă hărţilor cu linii izoarii o valoare intuitivă evidentă. Un mare număr din rezultatele pozitive obţinute prin metoda telurică în studiul structurilor sedimentare sînt datorate, probabil, acestor proprietăţi. În practică, condiţiile de simetrie necesare pentru aplicarea teoremelor de mai sus nu sînt realizate decît în mod aproximativ, suficient totuşi pentru ca aspectul general al structurii să nu fie în mod notabil alterat.

Situaţia este alta, după cum s-a văzut în paragraful 2, pentru hărţile cu curbe de echirezistivitate, stabilite cu ajutorul liniilor lungi de emisie. Acestea reprezintă structurile conductoare cu axă verticală prin configuraţii cu aspect anticlinal, alungite perpendicular pe direcţia emiţătoarelor. Simetria lor axială nu este aparentă. De asemenea se poate arăta, prin exemplul unei structuri conductoare construită cu ajutorul a două centre S, că planul vertical de simetrie al unei asemenea structuri nu mai apare în reprezentarea prin izoohme atunci cînd aliniamentele de măsură sînt dispuse *oblic* în raport cu planul de simetrie. Aceasta justifică regula empirică a prospectorilor de a aşeza liniile de emisie fie paralel, fie perpendicular pe axa presupusă a structurii studiate; numai în aceste condiţii axa apare situată corect pe harta rezistivităţilor.

5. Se poate încerca de a se face ca metodele de prospecţiune cu curent continuu să beneficieze de avantajele reprezentării prin linii izoarii.

Într-adevăr, se poate admite că în regiunea mediană a oricărui emiţător de curent continuu de mare lungime se realizează aproximativ o pînză de curenţi uniformi, care poate fi asimilată cu o pînză telurică continuă. Asociind două emiţătoare de lungime L, încrucişate în unghi drept în mijlocul lor, se va obţine în regiunea învecinată acestui mijloc comun, de exemplu într-un pătrat cu latura $L/3$, condiţii apropiate de cele determinate de pînze telurice continue. Aceste două emiţătoare, alimentate

cu curenți constanți, vor produce în fiecare punct al „pătratului izoariilor" doi vectori $\vec{E}_1$ și $\vec{E}_2$, cu ajutorul cărora se va putea calcula parametrul

$$P = X_1 Y_2 - X_2 Y_1 = |E_1 \times E_2|, \tag{12}$$

unde (X_1, Y_1), (X_2, Y_2) sînt componentele lui $\vec{E}_1$ și $\vec{E}_2$ pentru o valoare a intensității în emițătoare egală cu unitatea.

Datorită lungimii finite a emițătoarelor, hărțile cu linii de egal P sau „izoarii primare" obținute astfel sînt puternic influențate de distribuția neuniformă a cîmpului electric în interiorul pătratului de măsură.

Astfel, liniile izoarii primare, care reprezintă mediul din figura 2, calculate — prin aplicarea formulelor derivate din (2) — cu ajutorul mașinii electronice de la Institutul de fizică atomică din București, au un aspect (fig. 5) foarte diferit de cel al hărții în curenți telurici continui. Pentru

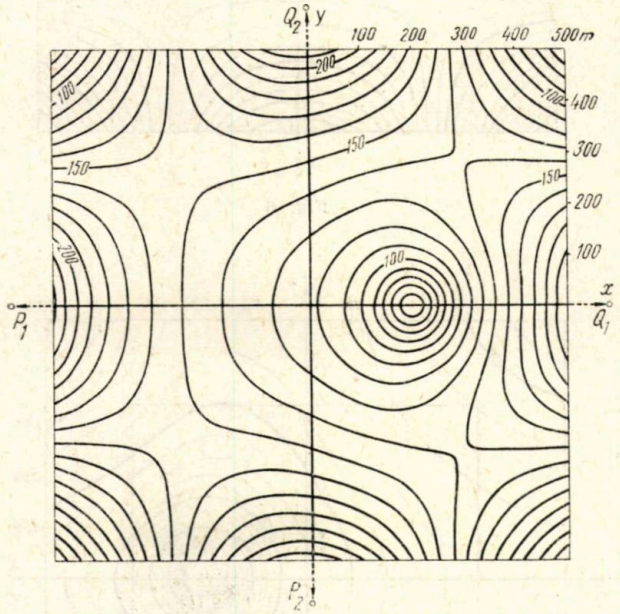


Fig. 5

a remedia în oarecare măsură aceste deformări supărătoare este necesar să introducem o *corecție de cîmp normal*. Această corecție poate fi făcută în mai multe moduri, dintre care următoarele două par a fi cele mai recomandabile.

a) Dacă admitem drept cîmp normal cel determinat de un *semispațiu omogen* infinit, se poate calcula parametrul P pentru fiecare punct al pătratului de măsură după formula (12). Variația acestui parametru, pe care-l vom numi P_k, caracteristic terenului omogen, este reprezentată

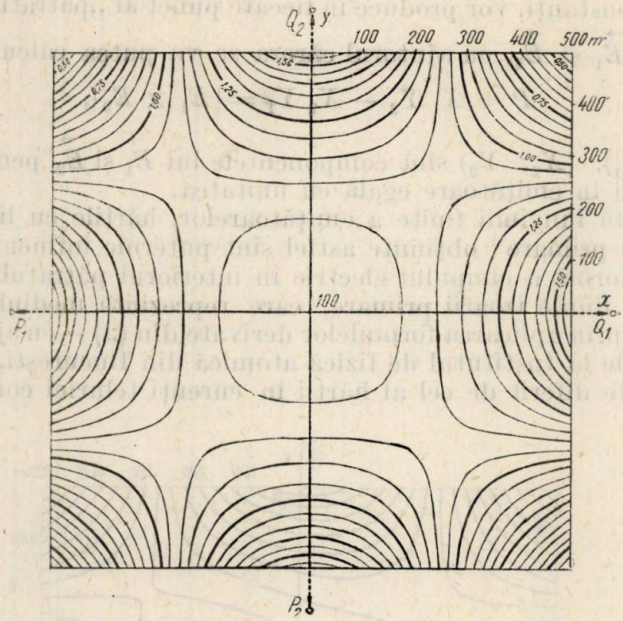

Q2
y
100
200
300
400
500mm
400
300
200
100
x
P1
Q1
P2

Fig. 6

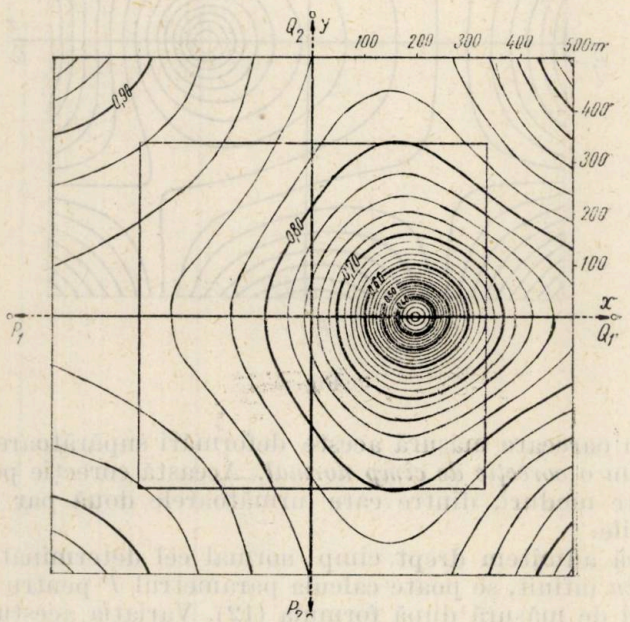

Q2
y
100
200
300
400
500mm
400
300
200
100
x
P1
Q1
P2

Fig. 7

în figura 6 prin izolinii, unde valoarea în centrul dispozitivului a fost luată ca unitate.

Corecția de cîmp normal constă în a calcula în fiecare punct raportul

$$J_k = P/P_k$$

și a reprezenta terenul prin linii de egal J_k. Aplicînd acest procedeu, cu titlul de exemplu, terenului din figura 2, obținem harta cu linii izo-J_k sau izoarii reduse din figura 7, în care simetria axială a structurii apare clar.

b) Dacă terenul studiat este constituit dintr-o serie de strate sedimentare așezate pe un fundament izolant și dacă liniile de emisie sînt suficient de lungi, este mai indicat de a lua ca termen de comparație cîmpul *unei plăci* infinit subțiri [2]. Dacă parametrul obținut prin aplicarea formulei (12) la acest caz particular se numește P_s, corecția de cîmp normal va consta din calcularea în fiecare punct a raportului

$$J_s = P/P_s$$

și a reprezenta terenul prin linii de egal J_s.

Deși cele două procedee de corecție indicate mai sus sînt în principiu foarte diferite, ele conduc în practică la hărți în totul comparabile, deoarece parametrii P_k și P_s în interiorul pătratului de măsură sînt foarte apropiați de unitate.

Rezultatele practice efective, deosebit de interesante, obținute de Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice din M.I.P.Ch. în Transilvania prin aplicarea ideilor de mai sus, care fundamentează teoretic *metoda emițătoarelor încrucișate*, sînt prezentate în lucrarea [2], la care cititorul este rugat a se raporta pentru detalii mai ample.

Primită la redacție la 20 august 1965

BIBLIOGRAFIE

1. J. J. Breusse, J. L. Astier, *Etude des diapirs en Alsace et Baden Würtenberg par la méthode du rectangle de résistivité*. Geoph. Prospecting, **IX**, *3* (1961).
2. D. Doicin, D. Ionescu, O. Dicea, I. Trîmbițaș, I. Mihalache, *Etude des massifs de sel en Transylvanie à l'aide des méthodes électriques*. Revue Roumaine de Géologie—Géophysique—Géographie, Série Géophysique, **9**, *1* (1965).
3. Sabba Ștefănescu, *Modéles théoriques de milieux hétérogénes pour les méthodes de prospection électrique à courants stationnaires*. Com. Geol. Studii tehnice și economice, **D**, *2*, 51—71 (1950).

MODELE ELECTROMETRICE DE MEDII α BIDIMENSIONALE.
SOLUȚII CU SINGULARITĂȚI POLARE LINIARE. I[1]

DE

SABBA ȘTEFĂNESCU și MIRCEA RĂDULESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. Rolul modelelor bidimensionale în studiul teoretic al metodelor geofizice de prospecțiune este bine cunoscut tuturor specialiștilor, în mod deosebit celor care se ocupă cu probleme de gravimetrie și de magnetometrie.

Pentru prospecțiunea electrică, aceste modele sînt încă rare și se rezumă la terenuri cu contacte plane verticale și orizontale [1], [2] sau cu un singur contact plan, înclinat între două medii cu rezistivități diferite [3]. Cazul teoretic general al modelelor bidimensionale a fost elaborat de Alfano [4], care a fost condus la studiul unei ecuații integrale liniare, rezolvabilă numeric prin aproximații numerice cu ajutorul calculatoarelor electronice.

Deși prin acest studiu s-a ajuns la rezultate deosebit de interesante, totuși numărul modelelor efectiv calculate și publicate pînă în prezent a rămas staționar, fapt datorit, probabil, dificultăților metodei aproximațiilor succesive, chiar cu utilizarea mașinilor electronice.

2. În cele ce urmează ne propunem a prezenta un model electrometric bidimensional cu singularități la distanță finită, relativ ușor accesibil calculului analitic, fapt care permite rezolvarea sa pînă la faza numerică și grafică.

Acest model rezultă din aplicarea dispozitivelor uzuale ale metodelor de curent continuu unei anumite distribuții de rezistivități de tipul mediilor α, studiate în lucrările anterioare [5].

---

[1] Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2 (1965).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 3, nr. 2, p. 309–321, BUCUREȘTI 1965

Baza de plecare a acestui studiu este ecuaţia fundamentală care guvernează orice distribuţie electrică staţionară,

$$\frac{\Delta\alpha}{\alpha} = \frac{\Delta\psi}{\psi}, \tag{1}$$

în care

$$\begin{cases} \alpha = +\sqrt{\sigma}, \\ \psi = \alpha\varphi, \end{cases} \tag{2}$$

σ şi φ fiind conductivitatea, respectiv potenţialul într-un punct $M\,(x, y, z)$ al mediului considerat. Aceste funcţii sînt continue şi admit derivate parţiale continue de primele două ordine.

Deoarece studiem o structură bidimensională, vom alege pentru α combinaţia liniară de funcţii armonice plane

$$\alpha = \sum_{i=1}^{m} \alpha_i \ln R_i, \tag{3}$$

în care α_i sînt constante arbitrare, iar R_i reprezintă distanţa dintre punctul de observaţie $M(x, y, z)$ şi dreapta arbitrară D_{S_i} $(x = x_i, z = z_i)$.

Funcţia α fiind armonică, rezultă că $\Delta\alpha \equiv 0$, iar (1) conduce la

$$\Delta\psi \equiv \frac{\partial^2\psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\psi}{\partial z^2} = 0. \tag{4}$$

Vom căuta pentru potenţialul ψ soluţii de forma

$$\psi(x, y, z) = \psi_1(y) \cdot \psi_2(x, z). \tag{5}$$

Derivînd şi înlocuind în ecuaţia (4), obţinem

$$\frac{\Delta\psi_2}{\psi_2} + \frac{\psi_1''}{\psi_1} = 0,$$

ecuaţie echivalentă cu sistemul de ecuaţii

$$\begin{cases} \psi_1'' + \lambda^2\psi_1 = 0, \\ \Delta\psi_2 - \lambda^2\psi_2 = 0, \end{cases} \tag{6}$$

în care λ este parametru de separare. Se verifică uşor că următoarele funcţii sînt soluţii ale sistemului de mai sus :

$$\begin{cases} \psi_1(y) = \cos \lambda y, \\ \psi_2(x, z) = \sum_{j=1}^{n} \beta_j K_0(\lambda R_j). \end{cases} \tag{7}$$

Aici β_j sînt constante arbitrare, iar $K_0(\lambda R_j)$ funcţia MacDonald (funcţia Bessel modificată) de ordinul zero. Din (5), obţinem expresia potenţialului căutat :

$$\psi(x, y, z) = \sum_{j=1}^{n} \beta_j K_0(\lambda R_j) \cos \lambda y. \tag{8}$$

Ţinînd seama de (3) şi (8), precum şi de faptul că potenţialul φ trebuie să rămînă finit la suprafaţa solului, vom alege pentru α şi ψ funcţiile

$$\begin{aligned} \alpha(R, R') &= \alpha_0 \ln \frac{R'}{R}, \\ \psi_S(R, R', y) &= [K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')] \cos \lambda y, \end{aligned} \tag{9}$$

în care α_0 este o constantă arbitrară, iar

$$\begin{aligned} R &= \sqrt{(x - x_1)^2 + (z - z_1)^2} \\ R^1 &= \sqrt{(x - x_1)^2 + (z + z_1)^2} \end{aligned} \tag{10}$$

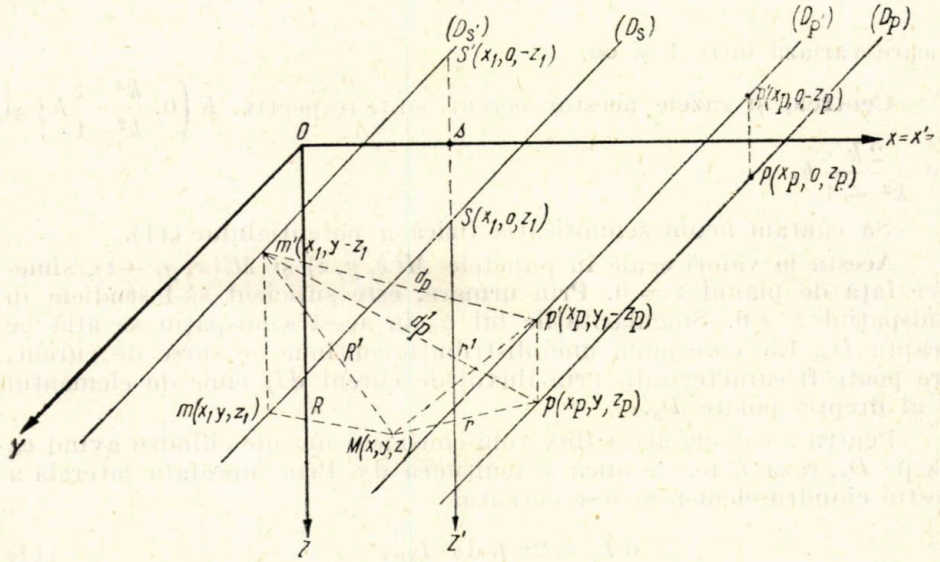


Fig. 1

reprezintă distanţele punctului $M(x, y, z)$ la liniile polare D_S şi $D_{S'}$ paralele cu axul Oy şi simetrice în raport cu planul $z = 0$ (fig. 1).

Ţinînd seama de (2) şi (9), putem scrie expresia potenţialului φ_S determinat de distribuţia unor surse α pe dreptele polare D_S şi $D_{S'}$ în punctul M

$$\varphi_S = \frac{\psi_S}{\alpha} = \frac{[K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')] \cos \lambda y}{\alpha_0 \ln \dfrac{R'}{R}}. \tag{11}$$

Pentru simplificarea calculelor, în cele ce urmează vom lua $\alpha_0 = 1$.

3. Să studiem sumar terenul definit de relaţia (9), precum şi semnificaţia fizică a potenţialului definit de ecuaţia (11).

Suprafeţele de egală rezistivitate reală sînt cilindrii circulari $\frac{R'}{R} = e^{\alpha} = \text{const.}$, doi cîte doi simetrici în raport cu suprafaţa solului $z = 0$, care este izolantă. Secţiunile drepte ale acestor cilindri sînt cercurile lui Apolonius. Raportate la sistemul de axe $sx'z$, în care $z_1 = h$, prin urmare $S(0, 0, h)$ şi $S'(0, 0, -h)$, ecuaţia acestor cercuri este

$$x'^2 + z^2 - 2\frac{k^2+1}{k^2-1} h z + h^2 = 0, \tag{12}$$

în care k este un parametru legat de rezistivitatea reală ρ a mediului prin relaţia

$$k = e^{\frac{1}{\sqrt{\rho}}} \tag{13}$$

şi care variază între 1 şi ∞.

Centrele şi razele acestor cercuri sînt, respectiv, $K\left(0, \frac{k^2+1}{k^2-1} h\right)$ şi $a = \frac{2k}{k^2-1} h$.

Să căutăm acum semnificaţia fizică a potenţialului (11).

Acesta ia valori egale în punctele $M(x, y, z)$ şi $M'(x, y, -z)$, simetrice faţă de planul $z = 0$. Prin urmare, este suficient să-l studiem în semispaţiul $z > 0$. Singularităţile lui φ_S în acest semispaţiu se află pe dreapta D_S. Ele corespund unei distribuţii continue de surse de curent, care poate fi caracterizată prin fluxul de curent dI_S emis de elementul dy al dreptei polare D_S.

Pentru a calcula acest flux vom considera un mic cilindru avînd ca axă pe D_S, raza R foarte mică şi înălţimea dy. Prin suprafaţa laterală a acestui cilindru elementar iese curentul

$$dI_S = 2\pi R\, dy \cdot J_{SR}, \tag{14}$$

în care J_{SR} reprezintă densitatea radială de curent în vecinătatea dreptei emisive. Or,

$$J_{SR} = \vec{J}_S \cdot \frac{\vec{R}}{R} = \frac{x - x_1}{R} J_{SX} + \frac{z - z_1}{R} J_{SZ}, \tag{15}$$

în care $\vec{J}_S$ este vectorul densitate de curent, de componente J_{Sx}, J_{Sy}, J_{Sz}.

Se ştie însă că [5]

$$\vec{J}_S = \psi_S \nabla \alpha - \alpha \nabla \psi_S. \tag{16}$$

Din (9) obţinem

$$\nabla \alpha = \frac{\nabla R'}{R'} - \frac{\nabla R}{R}, \tag{17}$$

în care

$$\begin{cases} \vec{R} = (x - x_1)\vec{i} + 0\vec{j} + (z - z_1)\vec{k}, \\ \vec{R}' = (x - x_1)\vec{i} + 0\vec{j} + (z + z_1)\vec{k}. \end{cases}$$

Prin urmare, componentele lui $\nabla \alpha$ sînt, conform (17),

$$\begin{cases} \nabla_x \alpha = \dfrac{x - x_1}{(R')^2} - \dfrac{x - x_1}{R^2}, \\ \nabla_y \alpha = 0, \\ \nabla_z \alpha = \dfrac{z + z_1}{(R')^2} - \dfrac{z - z_1}{R^2}. \end{cases} \tag{18}$$

În ceea ce priveşte $\nabla \psi_S$, acesta are, conform (9), componentele

$$\begin{cases} \nabla_x \psi_S = \lambda \left[K_1(\lambda R') \dfrac{x - x_1}{R'} - K_1(\lambda R) \dfrac{x - x_1}{R} \right] \cos \lambda y, \\ \nabla_y \psi_S = \lambda \left[K_0(\lambda R') - K_0(\lambda R) \right] \sin \lambda y, \\ \nabla_z \psi_S = \lambda \left[K_1(\lambda R') \dfrac{z + z_1}{R'} - K_1(\lambda R) \dfrac{z - z_1}{R} \right] \cos \lambda y. \end{cases}$$

Utilizînd (16), obţinem pentru componentele densităţii de curent

$$\begin{cases} J_{Sx} = \left\{ \dfrac{x - x_1}{(R')^2} \left[K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R') - \lambda R' \ln \dfrac{R'}{R} \cdot K_1(\lambda R') \right] - \right. \\ \left. - \dfrac{x - x_1}{R^2} \left[K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R') - \lambda R \ln \dfrac{R'}{R} \cdot K_1(\lambda R) \right] \right\} \cdot \cos \lambda y, \\ J_{Sy} = -\lambda \left[K_0(\lambda R') - K_0(\lambda R) \right] \ln \dfrac{R'}{R} \cdot \sin \lambda y, \\ J_{Sz} = \left\{ \dfrac{z + z_1}{(R')^2} \left[K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R') - \lambda R' \ln \dfrac{R'}{R} \cdot K_1(\lambda R') \right] - \right. \\ \left. - \dfrac{z - z_1}{R^2} \left[K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R') - \lambda R \ln \dfrac{R'}{R} \cdot K_1(\lambda R) \right] \right\} \cdot \cos \lambda y. \end{cases}$$

Densitatea radială de curent J_{SR} se obţine apoi din (15). Ea este dată de

$$J_{SR}=\left\{\left[\frac{(x-x_1)^2}{R\cdot(R')^2}+\frac{z^2-z_1^2}{R\cdot(R')^2}\right]\cdot\left[K_0(\lambda R)-K_0(\lambda R')-\lambda R'\ln\frac{R'}{R}\cdot K_1(\lambda R')\right]-\right.$$
$$\left.-\left[\frac{(x-x_1)^2}{R^3}+\frac{(z-z_1)^2}{R^3}\right]\cdot\left[K_0(\lambda R)-K_0(\lambda R')-\lambda R\ln\frac{R'}{R}K_1(\lambda R)\right]\right\}\cdot\cos\lambda y.$$

Dacă se ţine seama că pentru $\lambda R\to 0$ avem următoarele formule asimptotice pentru $K_0(\lambda R)$ şi $K_1(\lambda R)$:

$$\begin{cases} K_0(\lambda R)\sim-\left(1+\dfrac{\lambda^2R^2}{4}\right)\ln\dfrac{\gamma\lambda R}{2}, \\ K_1(\lambda R)\sim\dfrac{1}{\lambda R}-\dfrac{\lambda R}{4}+\dfrac{\lambda R}{2}\ln\dfrac{\gamma\lambda R}{2}, \end{cases} \tag{19}$$

în care $\gamma=1{,}7811$ este constanta lui Euler [6], atunci în vecinătatea dreptei emisive D_S ($x\to x_1$, $z\to z_1$, $R\to 0$, $R'\to 2z_1$) este valabilă relaţia

$$\lim_{R\to 0}(RJ_{SR})=[K_0(2\lambda z_1)+\ln(\gamma\lambda z_1)]\cos\lambda y. \tag{20}$$

În rezumat, din elementul dy aflat pe dreapta polară D_S iese, conform (14), curentul

$$\mathrm{d}I_S=2\pi[K_0(2\lambda z_1)+\ln(\gamma\lambda z_1)]\cos\lambda y\,\mathrm{d}y. \tag{21}$$

4. Vom presupune acum că parapotenţialul ψ este datorit unei distribuţii de surse situate pe dreptele D_P şi $D_{P'}$, care trec prin punctele $P(x_P, o, z_P)$ şi $P'(x_P, o, -z_P)$ şi care sînt paralele cu axa Oy (fig. 1). Potenţialul creat de această distribuţie în M va fi

$$\varphi_P=\frac{\psi_P}{\alpha}=\frac{[K_0(\lambda r)-K_0(\lambda r')]\cos\lambda y}{\alpha_0\ln\dfrac{R'}{R}}, \tag{22}$$

în care

$$\begin{aligned} r&=\sqrt{(x-x_P)^2+(z-z_P)^2} \\ r'&=\sqrt{(x-x_P)^2+(z+z_P)^2} \end{aligned} \tag{23}$$

reprezintă distanţele punctului $M(x, y, z)$ la liniile D_P şi $D_{P'}$.

Faptul că $\varphi_P=0$ pe dreapta D_S ($R=0$) corespunde unei absorbţii (sau emisii) de curent pe această dreaptă, care poate fi evaluată calculînd fluxul densităţii de curent dI_P emis de elementul dy al dreptei polare D_S. Prin suprafaţa laterală a unui cilindru elementar coaxial cu D_S şi de rază R foarte mică, iese curentul

$$\mathrm{d}I_P=2\pi R\,\mathrm{d}y\,J_{PR}, \tag{24}$$

în care J_{PR} este densitatea radială de curent în vecinătatea dreptei D_S. Or,

$$J_{PR}=\vec{J}_P\cdot\frac{\vec{R}}{R}=\frac{x-x_1}{R}J_{Px}+\frac{z-z_1}{R}J_{Pz}, \tag{25}$$

în care $\vec{J}_P$ este vectorul densitate de curent, de componente J_{Px}, J_{Pv}, J_{Pz}, dat de

$$\vec{J}_P=\psi_P\nabla\alpha-\alpha\nabla\psi_P. \tag{26}$$

Componentele lui $\nabla\psi_P$ sînt date de

$$\begin{cases}\nabla_x\psi_P=\lambda\left[K_1(\lambda r')\dfrac{x-x_P}{r'}-K_1(\lambda r)\dfrac{x-x_P}{r}\right]\cos\lambda y,\\ \nabla_y\psi_P=\lambda\,[K_0(\lambda r')-K_0(\lambda r)]\sin\lambda y,\\ \nabla_z\psi_P=\lambda\left[K_1(\lambda r')\dfrac{z+z_P}{r'}-K_1(\lambda r)\dfrac{z-z_P}{r}\right]\cos\lambda y.\end{cases}$$

Utilizînd (26) și ținînd seama de (18), obținem componentele densității de curent :

$$\begin{cases}J_{Px}=\left\{\left[\dfrac{x-x_1}{(R')^2}-\dfrac{x-x_1}{R^2}\right]\cdot[K_0(\lambda r)-K_0(\lambda r')]-\right.\\ \left.-\lambda\ln\dfrac{R'}{R}\cdot\left[K_1(\lambda r')\dfrac{x-x_P}{r'}-K_1(\lambda r)\dfrac{x-x_P}{r}\right]\right\}\cdot\cos\lambda y,\\ J_{Pv}=\lambda[K_0(\lambda r)-K_0(\lambda r')]\cdot\ln\dfrac{R'}{R}\cdot\sin\lambda y,\\ J_{Pz}=\left\{\left[\dfrac{z+z_1}{(R')^2}-\dfrac{z-z_1}{R^2}\right][K_0(\lambda r)-K_0(\lambda r')]-\right.\\ \left.-\lambda\ln\dfrac{R'}{R}\cdot\left[K_1(\lambda r')\dfrac{z+z_P}{r'}-K_1(\lambda r)\dfrac{z-z_P}{r}\right]\right\}\cos\lambda y.\end{cases} \tag{27}$$

Densitatea radială de curent J_{PR} se obține pe baza relației (25). Ea este dată de

$$\begin{aligned}J_{PR}=&\left\{\left[\frac{(x-x_1)^2+z^2-z_1^2}{R\cdot(R')^2}-\frac{(x-x_1)^2+(z-z_1)^2}{R^3}\right]\cdot[K_0(\lambda r)-K_0(\lambda r')]-\right.\\ &-\lambda\ln\frac{R'}{R}\left[K_1(\lambda r')\frac{(x-x_1)(x-x_P)+(z-z_1)(z+z_P)}{Rr'}-\right.\\ &\left.\left.-K_1(\lambda r)\frac{(x-x_1)(x-x_P)+(z-z_1)(z-z_P)}{Rr}\right]\right\}\cdot\cos\lambda y.\end{aligned}$$

În vecinătatea dreptei emisive $D_S(x \to x_1, z \to z_1, R \to 0, r \to d, r' \to d')$, iar produsul RJ_{PR} este dat de

$$\lim_{R \to 0} (RJ_{PR}) = [K_0(\lambda d') - K_0(\lambda d)] \cos \lambda y, \tag{28}$$

unde d și d' sînt distanțele dintre D_S și D_P, respectiv D_S' și D_P'.

Așadar, din elementul liniar dy, aflat pe D_S, iese, conform (24), curentul

$$dI_P = 2\pi[K_0(\lambda d') - K_0(\lambda d)] \cos \lambda y dy. \tag{29}$$

5. Pentru a obține o distribuție de cîmp fără absorbție (emisie) de curent, punem condiția ca

$$dI_P + \eta \cdot dI_S = 0, \tag{30}$$

în care η este o constantă care se determină ținînd seama de (21) și (29). Găsim imediat

$$\eta = \frac{K_0(\lambda d) - K_0(\lambda d')}{K_0(2\lambda z_1) + \ln(\gamma \lambda z_1)}. \tag{31}$$

Potențialul corespunzător acestei distribuții va fi

$$\varphi = \varphi_P + \eta \varphi_S$$

sau încă

$$\varphi = \frac{1}{\ln \frac{R'}{R}} \{[K_0(\lambda r) - K_0(\lambda r')] + \eta [K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')]\} \cos \lambda y. \tag{32}$$

Observație. Potențialul pe dreapta D_S va fi

$$\lim_{R \to 0} \varphi = \lim_{R \to 0} \frac{[K_0(\lambda r) - K_0(\lambda r')] + \eta [K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')]}{\ln \frac{R'}{R}} \cos \lambda y =$$

$$= \left\{ \lim_{R \to 0} \frac{[K_0(\lambda r) - K_0(\lambda r')] - \eta K_0(\lambda R')}{\ln \frac{R'}{R}} + \right.$$

$$\left. + \eta \cdot \lim_{R \to 0} \frac{K_0(\lambda R)}{\ln \frac{R'}{R}} \right\} \cos \lambda y = \eta \cos \lambda y.$$

6. Înainte de a trece mai departe, este necesar să cunoaștem valoarea debitului fiecărui element dy al liniilor polare D_P și D_P' în cazul

potențialelor φ_P. Procedînd ca mai înainte, vom calcula componenta radială a densității de curent în vecinătatea liniei D_P, adică J_{Pr}. Avem

$$J_{Pr} = \vec{J}_P \cdot \frac{\vec{r}}{r} = \frac{x - x_P}{r} J_{Px} + \frac{z - z_P}{r} J_{Pz}, \tag{33}$$

în care $\vec{J}_P$ are componentele cunoscute, date de (27).

În vecinătatea lui D_P ($x \to x_P$, $r \to z_P$, $r \to 0$, $r' \to 2z_P$), iar produsul rJ_{Pr} este dat de

$$\lim_{r \to 0} (rJ_{Pr}) = \ln \frac{d'}{d} \cdot \cos \lambda y. \tag{34}$$

Curentul emis de elementul dy al liniei polare D_P va fi

$$dI'_P = 2\pi r dy J_{Pr} = 2\pi \ln \frac{d'}{d} \cdot \cos \lambda y dy. \tag{35}$$

În cazul cînd curentul emis pe unitatea de lungime de pe D_P este $i_0 \cos \lambda y$, potențialul generat va fi

$$\varphi_{DP} = \frac{i_0}{2\pi \ln \frac{d'_P}{d_P} \ln \frac{R'}{R}} \{[K_0(\lambda r_P) - K_0(\lambda r'_P)] + \eta_P [K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')]\} \cos \lambda y, \tag{36}$$

în care

$$\eta_P = \frac{K_0(\lambda d_P) - K_0(\lambda d'_P)}{K_0(2\lambda z_1) + \ln(\gamma \lambda z_1)}, \tag{37}$$

indicele P fiind introdus aici pentru a specifica mărimi atașate dreptelor D_P și D'_P.

7. Pentru a evita anumite dificultăți care apar în integrarea funcției φ_{DP}, vom considera potențialul φ_{DQ} datorit unui curent $-i_0 \cos \lambda y$ debitat de unitatea de lungime de pe D_Q, dreaptă care trece prin polul *negativ* $Q(x_Q, 0, z_Q)$. Pentru claritatea desenului Q, D_Q și $D_{Q'}$, nu au fost reprezentate în figura 1.

Avem

$$\varphi_{DQ} = \frac{-i_0}{2\pi \ln \frac{d'_Q}{d_Q} \ln \frac{R'}{R}} \{[K_0(\lambda r_Q) - K_0(\lambda r'_Q)] + \eta_Q [K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')]\} \cos \lambda y, \tag{38}$$

în care

$$\eta_Q = \frac{K_0(\lambda d_Q) - K_0(\lambda d'_Q)}{K_0(2\lambda z_1) + \ln(\gamma\lambda z_1)}. \tag{39}$$

Potențialul total al celor două debite de sens opus va fi

$$\varphi(\lambda) = \varphi_{DP} + \varphi_{DQ} = \frac{i_0}{2\pi \ln \frac{R'}{R}} \cdot F(\lambda) \cos \lambda y, \tag{40}$$

în care

$$\begin{cases} F(\lambda) = A(\lambda) + B(\lambda), \\ B(\lambda) = B_1(\lambda) \cdot B_2(\lambda), \end{cases} \tag{41}$$

cu

$$A(\lambda) = \frac{K_0(\lambda r_P) - K_0(\lambda r'_P)}{\ln \frac{d'_P}{d_P}} - \frac{K_0(\lambda r_Q) - K_0(\lambda r'_Q)}{\ln \frac{d'_Q}{d_Q}}, \tag{42}$$

$$B_1(\lambda) = \frac{K_0(\lambda d_P) - K_0(\lambda d'_P)}{\ln \frac{d'_P}{d_P}} - \frac{K_0(\lambda d_Q) - K_0(\lambda d'_Q)}{\ln \frac{d'_Q}{d_Q}}, \tag{43}$$

$$B_2(\lambda) = \frac{K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')}{K_0(2\lambda z_1) + \ln(\gamma\lambda z_1)}. \tag{44}$$

Pentru $\lambda > 0$, $\varphi(\lambda)$ ia valori finite, iar pentru $\lambda \to \infty$, $\varphi(\lambda)$ descreşte exponențial.

Vom arăta acum că $\varphi(\lambda)$ *rămîne finit cînd* $\lambda \to 0$.

Într-adevăr, dacă ținem seama de expresiile asimptotice ale funcției MacDonald, de ordinul 0 şi 1 date la (19), atunci pentru $\lambda \to 0$ putem scrie

$$K_0(\lambda r_P) - K_0(\lambda r'_P) \sim -\left(1 + \frac{\lambda^2 r_P^2}{4}\right) \ln \frac{\gamma\lambda r_P}{2} +$$

$$+ \left[1 + \frac{\lambda^2 (r'_P)^2}{4}\right] \ln \frac{\gamma\lambda r'_P}{2} \sim \ln \frac{r'_P}{r_P}.$$

Analog,

$$K_0(\lambda r_Q) - K_0(\lambda r'_Q) \sim -\ln \frac{r'_Q}{r_Q}.$$

Prin urmare,

$$A(\lambda) \sim \frac{\ln \frac{r'_P}{r_P}}{\ln \frac{d'_P}{d_P}} - \frac{\ln \frac{r'_Q}{r_Q}}{\ln \frac{d'_Q}{d_Q}}. \tag{42'}$$

Apoi

$$K_0(\lambda d_P) - K_0(\lambda d'_P) \sim -\left(1 + \frac{\lambda^2 d_P^2}{4}\right) \ln \frac{\gamma \lambda d_P}{2} + \left[1 + \frac{\lambda^2 (d'_P)^2}{4}\right] \ln \frac{\gamma \lambda d'_P}{2} \sim$$

$$\sim \ln \frac{d'_P}{d_P} - [d_P^2 - (d'_P)^2] \frac{\lambda^2}{4} \ln \lambda.$$

Analog,

$$K_0(\lambda d_Q) - K_0(\lambda d'_Q) \sim \ln \frac{d'_Q}{d_Q} - [d_Q^2 - (d'_Q)^2] \frac{\lambda^2}{4} \ln \lambda.$$

Prin urmare,

$$B_1(\lambda) \sim \frac{\ln \frac{d'_P}{d_P} - [d_P^2 - (d'_P)^2] \frac{\lambda^2}{4} \ln \lambda}{\ln \frac{d'_P}{d_P}} - \frac{\ln \frac{d'_Q}{d_Q} - [d_Q^2 - (d'_Q)^2] \frac{\lambda^2}{4} \ln \lambda}{\ln \frac{d'_Q}{d_Q}}$$

sau încă

$$B_1(\lambda) \sim \left[\frac{d_Q^2 - (d'_Q)^2}{\ln \frac{d'_Q}{d_Q}} - \frac{d_P^2 - (d'_P)^2}{\ln \frac{d'_P}{d_P}} \right] \frac{\lambda^2}{4} \ln \lambda. \tag{43'}$$

În fine,

$$K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R') \sim -\left(1 + \frac{\lambda^2 R^2}{4}\right) \ln \frac{\gamma \lambda R}{2} +$$

$$+ \left[1 + \frac{\lambda^2 (R')^2}{4}\right] \ln \frac{\gamma \lambda R'}{2} \sim \ln \frac{R'}{R},$$

iar

$$K_0(2\lambda z_1) + \ln (\gamma \lambda z_1) \sim -(1 + \lambda^2 z_1^2) \ln (\gamma \lambda z_1) + \ln (\gamma \lambda z_1) =$$

$$= -\lambda^2 z_1^2 \ln (\gamma \lambda z_1) \sim -\lambda^2 z_1^2 \ln \lambda.$$

Aşadar,

$$B_2(\lambda) \sim \frac{\ln \frac{R'}{R}}{-\lambda^2 z_1^2 \ln \lambda}. \tag{44'}$$

Revenind la (41) și ținînd seama de (42'), (43') și (44'), putem scrie

$$F(\lambda) \sim \left[\frac{\ln\dfrac{r'_P}{r_P}}{\ln\dfrac{d'_P}{d_P}} - \frac{\ln\dfrac{r'_Q}{r_Q}}{\ln\dfrac{d'_Q}{d_Q}}\right] + \left[\frac{d_P^2-(d'_P)^2}{\ln\dfrac{d'_P}{d_P}} - \frac{d_Q^2-(d'_Q)^2}{\ln\dfrac{d'_Q}{d_Q}}\right]\frac{\ln\dfrac{R'}{R}}{4z_1^2},$$

ceea ce arată că $\varphi(\lambda)$ dat la (40) rămîne finit cînd λ tinde spre zero.

Cînd λ variază de la zero la infinit, potențialul corespunzător va fi

$$V = \int_0^\infty \varphi(\lambda)\mathrm{d}\lambda. \tag{45}$$

Această integrală are sens, deoarece $\varphi(\lambda)$ rămîne finit în acest interval și descrește exponențial cînd $\lambda \to \infty$.

Din (40) și (45) rezultă

$$V = \frac{i_0}{2\pi \ln\dfrac{R'}{R}} \int_0^\infty F(\lambda)\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda. \tag{46}$$

Dacă ținem seama de identitatea lui Basset [6]

$$\int_0^\infty K_0(\lambda r)\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda = \frac{\pi}{2}\frac{1}{\sqrt{r^2+y^2}},$$

atunci

$$\int_0^\infty A(\lambda)\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda = \int_0^\infty \left[\frac{K_0(\lambda r_P)-K_0(\lambda r'_P)}{\ln\dfrac{d'_P}{d_P}} - \frac{K_0(\lambda r_Q)-K_0(\lambda r'_Q)}{\ln\dfrac{d'_Q}{d_Q}}\right]\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda =$$

$$= \frac{\pi}{2}\frac{1}{\ln\dfrac{d'_P}{d_P}}\left[\frac{1}{\sqrt{r_P^2+y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(r'_P)^2+y^2}}\right] - \frac{\pi}{2}\frac{1}{\ln\dfrac{d'_Q}{d_Q}}\left[\frac{1}{\sqrt{r_Q^2+y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(r'_Q)^2+y^2}}\right], \tag{47}$$

$$\int_0^\infty B(\lambda)\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda = \int_0^\infty \left[\frac{K_0(\lambda d_P)-K_0(\lambda d'_P)}{\ln\dfrac{d'_P}{d_P}} - \frac{K_0(\lambda d_Q)-K_0(\lambda d'_Q)}{\ln\dfrac{d'_Q}{d_Q}}\right] \cdot$$

$$\cdot \frac{K_0(\lambda R)-K_0(\lambda R')}{K_0(2\lambda z_1)+\ln(\gamma\lambda z_1)}\cos\lambda y\,\mathrm{d}\lambda.$$

În vecinătatea polului P [$R \to d_P$, $R' \to d'_P$, $r_P \to 0$, $r'_P \to 2z_1$], prin urmare

$$V \sim \frac{i_0}{4\left(\ln \frac{d'_P}{d_P}\right)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + y^2}} \sim \frac{I}{4\pi\alpha_P^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + y^2}}.$$

Deducem

$$i_0 = \frac{I}{\pi}. \tag{48}$$

În definitiv, potențialul determinat în terenul (9) de către un *curent I introdus prin linia de alimentare PQ* și simetrica sa $P'Q'$ în raport cu $z = 0$, ambele perpendiculare pe Oy, va fi

$$V = \frac{I}{4\pi\alpha_M}\left\{\frac{1}{\alpha_P}\left[\frac{1}{\sqrt{r_P^2 + y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(r'_P)^2 + y^2}}\right] - \frac{1}{\alpha_Q}\left[\frac{1}{\sqrt{r_Q^2 + y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(r'_Q)^2 + y^2}}\right] + \right.$$
$$+ \frac{2}{\pi}\int_0^\infty \left[\frac{K_0(\lambda d_P) - K_0(\lambda d'_P)}{\alpha_P} - \frac{K_0(\lambda d_Q) - K_0(\lambda d'_Q)}{\alpha_Q}\right] \times \tag{49}$$
$$\left. \times \frac{K_0(\lambda R) - K_0(\lambda R')}{K_0(2\lambda z_1) + \ln(\gamma\lambda z_1)} \cos \lambda y \, \mathrm{d}\lambda, \right.$$

unde

$$\alpha_M = \ln \frac{R'}{R}, \quad \alpha_P = \ln \frac{d'_P}{d_P}, \quad \alpha_Q = \ln \frac{d'_Q}{d_Q}.$$

Primită la redacție la 1 august 1965

BIBLIOGRAFIE

1. * * * Compagnie Générale de Géophysique. *Abaques de sondage électrique*. 2 éd. E.A.E.G. Haga 1963.
2. * * * *Cetireslointe paletki elektriceskovo zondirovania GP i paletki NK i GVK*. Gosgeoltehizdat. Moskva 1957.
3. * * * *Paletki teoreticeskih krivih elektriceskovo zondirovania dlia razrezov s naklonnimi i gorizontalno-vertikalnimi kontaktami* (*NK*, *GVK*, *GVK* 2). VNII Geofizika. Moskva 1962.
4. L. Alfano, *Introduction to the Interpretation of Resistivity Measurements for Complicated Structural Conditions*. Geoph. Prospecting, **VII**, *3*, 311—366 (1959).
5. Sabba S. Ștefănescu, *Modèles théoriques de milieux hétérogènes pour les méthodes de prospection électrique à courants stationnaires*. Comitetul Geologic, Studii tehnice și economice Seria **D**, *2*, 51—71 (1950).
6. G. N. Watson, *A Treatise on the Theory of Bessel Function*. 2nd Ed. Cambridge University Press, 1958.

CÎMPUL DE DEPLASĂRI ŞI ENERGIA EMISĂ DE EXPLOZIE SUB FORMĂ DE UNDE P ŞI S[1]

DE

D. ENESCU şi G. PISCUPESCU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

O soluţie a problemei generării undelor longitudinale şi transversale cu ajutorul exploziilor a fost dată de D. Enescu în 1963 [2] şi publicată în 1964 în lucrarea [1].

Soluţia dată în lucrarea [1], bazată pe folosirea noţiunii de sursă concentrată, nu răspunde la o serie de probleme privitoare la procesele ce au loc în mediul imediat vecin sursei şi nici la unele probleme care privesc influenţa formei sursei asupra caracteristicilor dinamice ale undelor.

Studiile bazate pe folosirea noţiunii de sursă de volum, cum ar fi sursa cilindrică [2], încearcă să răspundă la o parte din aceste probleme, însă gradul mare de complexitate a rezultatelor nu este compensat de puţinele contribuţii (de multe ori rămase în stadiu de ipoteză) aduse în vederea soluţionării problemelor puse de practică.

Totuşi, tratarea exploziei ca sursă concentrată de unde P şi S [1] sau ca sursă de volum generatoare de unde P şi S [2] constituie un pas destul de important spre obţinerea unei soluţii a problemei care să reflecte cît mai bine complexitatea fenomenului de producere a undelor elastice prin explozii.

Ecuaţiile cîmpului de deplasări pentru o explozie generatoare de unde P şi S stabilite în lucrarea [1] au forma

$$U_P = \frac{a_x x^2 + a_y y^2 + a_z z^2}{4\pi\rho V_P^3 r^3} \frac{\partial}{\partial t} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_P}\right), \tag{1}$$

$$U_S = \frac{[(\gamma x z^2 - \alpha x y^2)^2 + (\alpha y x^2 - \beta y z^2)^2 + (\beta z y^2 - \gamma z x^2)^2]^{1/2}}{4\pi\rho V_S^3 r^3} \frac{\partial}{\partial t} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_S}\right), \tag{2}$$

[1] Apare şi în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2 (1965).

[2] D. Enescu, *Curs de seismometrie şi prospecţiuni seismice*. Inst. de Petrol, gaze şi geologie, Bucureşti, 1963.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 3, NR. 2, P. 323–330 BUCUREŞTI 1965

unde :

ρ — densitatea mediului în care se află sursa,
V_P, V_S — vitezele de propagare ale undelor P şi S în mediul în care se află sursa,
a_q — constantă ce caracterizează mărimea forţei $\varkappa(t)$ care acţionează în direcţia axei $q = x, y, z$,

$\alpha = a_x - a_y$, $\beta = a_y - a_z$, $\gamma = a_z - a_x$,

$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ — distanţa de la sursă la un punct oarecare din mediu.

Calculele pe care le-am efectuat luînd în consideraţie valorile

$$a_x = 1,\ a_y = 0{,}7,\ a_z = 0{,}4,\ z = 30 \text{ m},$$

$$\rho = 2{,}1 \text{ g/cm}^3,\ V_P = 1{,}7 \text{ km/s},\ V_S = 0{,}980 \text{ km/s},$$

$$\dot{\varkappa}(t) = \frac{\partial \varkappa}{\partial t} = 7{,}506 \cdot 10^{19} \text{ u. CGS}$$

au permis stabilirea formei izoamplitudinilor în planul orizontal $z = 30$ m pentru undele P şi S (fig. 1 şi 2).

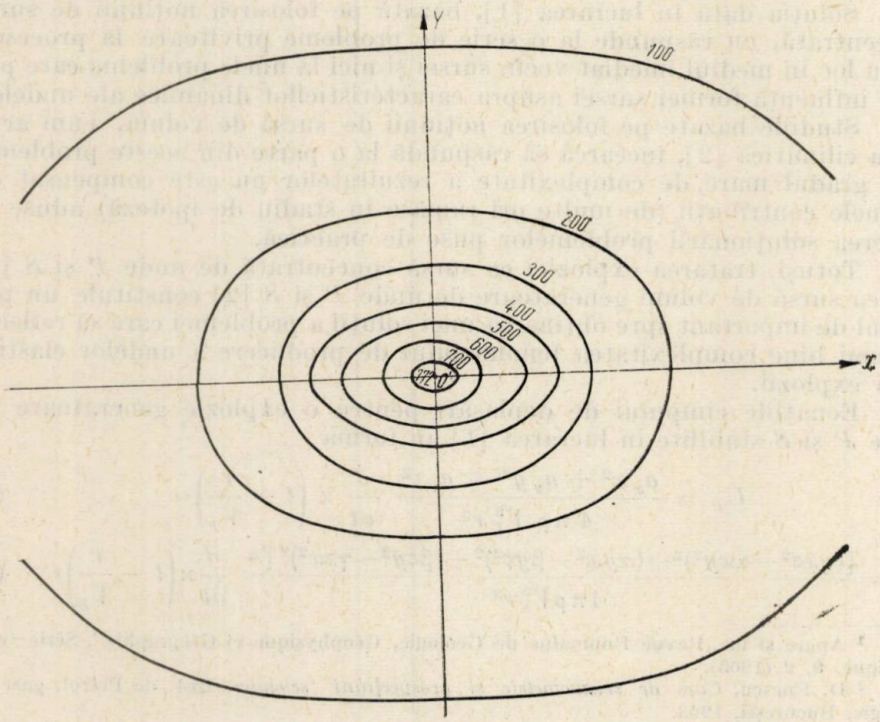


Fig. 1

Observăm că în punctul O', corespunzător proiecţiei sursei în planul orizontal, amplitudinea deplasării are valoarea maximă pentru ca aceasta să descrească pe măsura depărtării de epicentrul O'. Forma izoamplitudinilor în unda P este elipsoidală cu axele x şi y ca axe de simetrie.

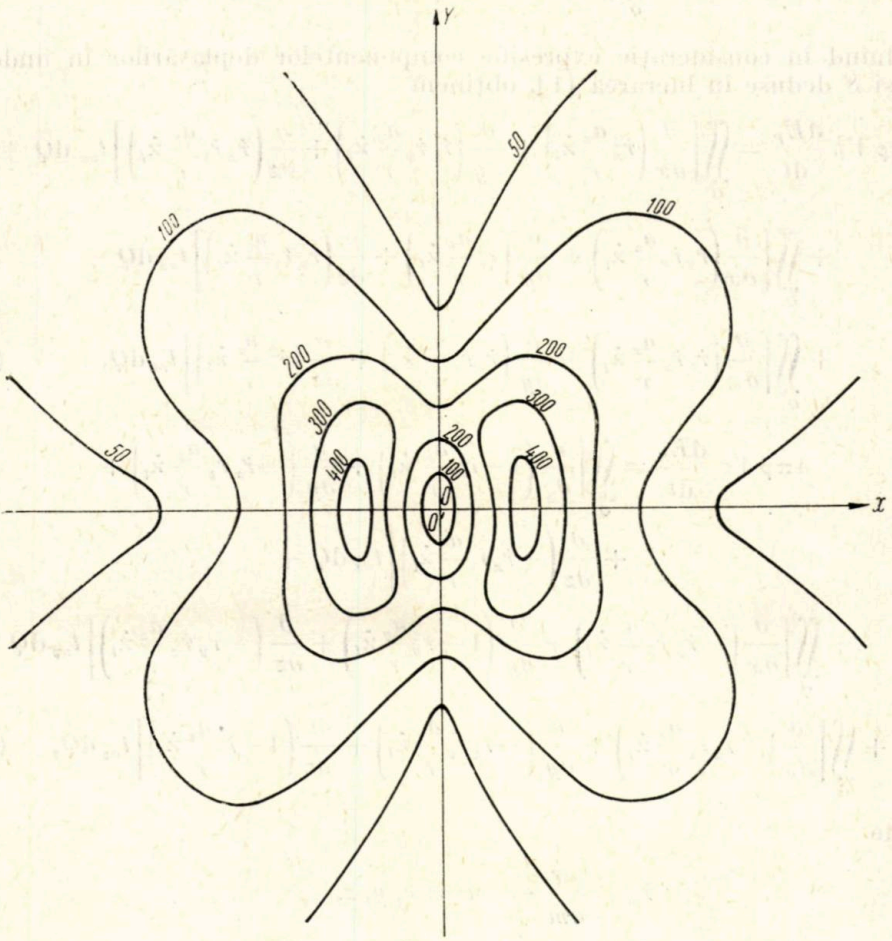


Fig. 2

În punctul O', deplasarea U_S este nulă. Deci geofonii amplasaţi în imediata vecinătate a punctului O' nu vor recepţiona unde transversale. Izoamplitudinile pentru unda S (fig. 2) au o formă mai interesantă şi mai complicată; un minim central este încadrat de două maxime laterale, totul fiind înconjurat de izolinii cu valori descrescătoare.

★

Folosind formula generală a fluxului de energie emis pe o suprafaţă Q care înconjură sursa,

$$\frac{\mathrm{d}E}{\mathrm{d}t} = \iint_Q \left[\frac{\partial U_x}{\partial t} t_{nx} + \frac{\partial U_y}{\partial t} t_{ny} + \frac{\partial U_z}{\partial t} t_{nz} \right] \mathrm{d}Q, \tag{3}$$

şi luînd în consideraţie expresiile componentelor deplasărilor în undele P şi S deduse în lucrarea [1], obţinem

$$4\pi\rho V_P^2 \frac{\mathrm{d}E_P}{\mathrm{d}t} = \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\dot{r}_x^2 \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\dot{r}_x \dot{r}_y \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\dot{r}_x \dot{r}_z \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{nx} \, \mathrm{d}Q +$$

$$+ \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\dot{r}_y \dot{r}_x \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\dot{r}_y^2 \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\dot{r}_y \dot{r}_z \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{ny} \, \mathrm{d}Q +$$

$$+ \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\dot{r}_z \dot{r}_x \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\dot{r}_z \dot{r}_y \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\dot{r}_z^2 \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{nz} \, \mathrm{d}Q, \tag{4}$$

$$4\pi\rho V_S^2 \frac{\mathrm{d}E_S}{\mathrm{d}t} = \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial_x}\left(1 - \dot{r}_x^2 \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(-\dot{r}_x \dot{r}_y \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \right.$$

$$\left. + \frac{\partial}{\partial z}\left(-\dot{r}_x \dot{r}_z \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{nx} \, \mathrm{d}Q +$$

$$+ \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(-\dot{r}_y \dot{r}_x \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(1 - \dot{r}_y^2 \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(-\dot{r}_y \dot{r}_z \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{ny} \, \mathrm{d}Q +$$

$$+ \iint_Q \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(-\dot{r}_z \dot{r}_x \frac{a_x}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(-\dot{r}_z \dot{r}_y \frac{a_y}{r} \dot{\varkappa}_t \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(1 - \dot{r}_z^2 \frac{a_z}{r} \dot{\varkappa}_t \right) \right] t_{nz} \, \mathrm{d}Q, \tag{5}$$

unde

$$\dot{r}_m = \frac{\partial r}{\partial m}, \qquad m = x, y, z,$$

$$\dot{\varkappa}_t = \frac{\partial}{\partial t} \varkappa\left(t - \frac{r}{V} \right), \qquad V = V_P, \; V_S,$$

$$\begin{aligned} t_{nx} &= \sigma_x \cos(n, x) + \tau_{yx} \cos(n, y) + \tau_{zx} \cos(n, z), \\ t_{ny} &= \tau_{xy} \cos(n, x) + \sigma_y \cos(n, y) + \tau_{zy} \cos(n, z), \\ t_{nz} &= \tau_{xz} \cos(n, x) + \tau_{yz} \cos(n, y) + \sigma_z \cos(n, z), \end{aligned} \tag{6}$$

în care σ_x, σ_y, σ_z, τ_{xy}, τ_{xz} şi τ_{yz} sînt componentele tensorului tensiune.

Efectuînd toate calculele din (4) şi (5), considerînd r suficient de mare încît să se poată neglija termenii ce descresc cu r^{-n}, $(n \geqslant 2)$ şi trecînd în coordonate sferice

$$\begin{aligned} x &= r \cos \varphi \sin \psi, \\ y &= r \sin \varphi \sin \psi, \\ z &= r \cos \psi, \end{aligned} \tag{7}$$

obţinem pentru fluxul de energie ce iese pe suprafaţa unei sfere de rază arbitrară r şi cu centrul în sursă următoarele expresii:

— în unda longitudinală P

$$\frac{dE_P}{dt} = \frac{\left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_P}\right)\right]^2}{16\,\pi^2 \rho\, V_P^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (a_x \cos^2 \varphi \sin^2 \psi + a_y \sin^2 \varphi \sin^2 \psi + a_z \cos^2 \psi)^2 \sin \psi \, d\varphi \, d\psi; \tag{8}$$

— în unda transversală S

$$\begin{aligned} \frac{dE_S}{dt} = \frac{\left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_S}\right)\right]^2}{16\pi^2 \rho\, V_S^2} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} [(\gamma \cos \varphi \cos^2 \psi \sin \psi - \\ - \alpha \cos \varphi \sin^3 \psi \sin^2 \varphi)^2 + (\alpha \sin \varphi \sin^3 \psi \cos^2 \varphi - \\ - \beta \sin \varphi \sin \psi \cos^2 \psi)^2 + (\beta \cos \psi \sin^2 \varphi \sin^2 \psi - \\ - \gamma \cos \psi \cos^2 \varphi \sin^2 \psi)^2] \sin \psi \, d\varphi \, d\psi. \end{aligned} \tag{9}$$

Rezolvînd integralele din (8) şi (9), obţinem

$$\frac{dE_P}{dt} = \frac{M}{20\,\pi\,\rho\, V_P^5} \left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_P}\right)\right]^2, \tag{10}$$

$$\frac{dE_S}{dt} = \frac{N}{70\,\pi\,\rho\, V_S^5} \left[\frac{\partial^2}{\partial t^2} \varkappa\left(t - \frac{r}{V_S}\right)\right]^2, \tag{11}$$

unde

$$\begin{aligned} M &= a_x^2 + a_y^2 + a_z^2 + \frac{2}{3}(a_x a_y + a_x a_z + a_y a_z), \\ N &= \alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 - \frac{1}{3}(\alpha\beta + \beta\gamma + \gamma\alpha). \end{aligned} \tag{12}$$

Modul de calcul. Pentru densitatea ρ şi vitezele V_P şi V_S se adoptă mărimile ce caracterizează mediul în care se produce explozia.

Sistemul rectangular de axe *Oxyz* are centrul în sursă, axa z este verticală, iar axele x şi y sînt orientate arbitrar în planul orizontal ce conţine sursa.

Se calculează amplitudinea A_{Ph} a deplasării U_P în unda din mediul sursei [3] (făcîndu-se trecerea de la deplasarea solului determinată de pe seismograme) corespunzătoare unui geofon instalat în imediata vecinătate a proiecţiei O' $(0, 0, h)$ a punctului de explozie pe suprafaţa de observaţie şi se determină intensitatea sursei $\varkappa(t)$ cu ajutorul formulei

$$\dot{\varkappa}(t) = 4\pi \rho V_P^3 h A_{Ph}. \tag{13}$$

În relaţia (13) am considerat $a_z = 1$, ceea ce nu constituie o aproximaţie, deoarece mărimile a_x şi a_y vor fi considerate coeficienţi ce reprezintă raportul dintre intensitatea forţei ce acţionează în direcţia axei $q = x, y$ şi cea a forţei în direcţia axei z.

Se calculează de asemenea amplitudinea A_{Pd_1} a deplasării în unda din mediul sursei corespunzătoare unui geofon amplasat pe axa x la distanţa $x = d_1$ şi amplitudinea A_{Pd_2} corespunzătoare unui geofon situat pe axa y la distanţa $y = d_2$ şi se determină mărimile a_x şi a_y cu ajutorul formulei

$$a_q = \frac{(h^2 + d^2)^{3/2}}{d^2 h} \cdot \frac{A_{Pd}}{A_{Ph}} - \frac{h^2}{d^2}, \tag{14}$$

în care $q = x, y$, $d = d_1, d_2$.

Relaţiile (13) şi (14) au fost deduse pe baza ecuaţiei (1).

Considerînd $\frac{\partial}{\partial t}\varkappa(t)|_{t=0} = 0$ şi presupunînd că $\frac{\partial}{\partial t}\varkappa(t)$ creşte liniar în intervalul de timp $0 < t < \delta t$ (unde δt este durata de acţiune a forţelor în sursă), obţinem

$$\frac{\partial^2 \varkappa}{\partial t^2} \simeq \frac{\dot{\varkappa}}{\delta t}. \tag{15}$$

Relaţia (15) permite determinarea mărimii $\ddot{\varkappa}(t)$ cînd $\dot{\varkappa}(t)$ şi δt sînt cunoscuţi. Intensitatea $\dot{\varkappa}(t)$ se determină cu ajutorul relaţiilor de forma (1), (2) sau (13), iar δt se măsoară pe seismogramă.

După ce mărimile ρ, V_P, V_S, a_x, a_y, a_z şi $\frac{\partial^2 \varkappa}{\partial t^2}$ sînt determinate, fluxul de energie poate fi evaluat cu ajutorul formulelor (10) şi (11), iar energia cu ajutorul următoarelor formule :

$$E_P = \frac{M \dot{\varkappa}^2}{20 \pi \rho V_P^5 \delta t}, \tag{16}$$

$$E_S = \frac{N \dot{\varkappa}^2}{70 \pi \rho V_S^5 \delta t}. \tag{17}$$

[3] Procedeul de determinare a deplasării în unda din mediul sursei, pornindu-se de la deplasarea solului obţinută cu ajutorul seismogramei, este dat în majoritatea tratatelor de seismologie şi în multe alte lucrări de specialitate.

Formulele (16) şi (17) au fost deduse din (10) şi (11), ţinînd seama de (15) şi făcînd aceleaşi presupuneri ca la deducerea formulei (15).

Ca aplicaţie a teoriei expuse şi a metodei dată de noi, am evaluat energia emisă de o explozie pentru următoarele valori ale parametrilor ce intră în formulele stabilite mai înainte :

$$V_P = 1{,}7 \text{ km/s}, \quad \rho = 2{,}1 \text{ g/cm}^3, \quad h = 30 \text{ m}, \quad d_1 = d_2 = d = 300 \text{ m},$$

$$A_{Ph} = 100 \ \mu, \quad A_{Pd_2} = 30 \ \mu, \quad A_{Pd_1} = 20 \ \mu, \quad \delta t = 0{,}01 \text{ s}. \tag{18}$$

La alegerea acestor valori s-a ţinut seama ca ele să fie cît mai apropiate de cele întîlnite în practică.

După efectuarea calculelor, considerînd $a_z = 1$, am obţinut următoarele valori :

$$\dot{\varkappa}(t) = 3{,}89 \cdot 10^{18} \text{ u. CGS},$$

$$a_x = 2{,}03, \quad a_y = 3{,}05,$$

$$M = 21{,}9, \quad N = 7{,}27,$$

$$E_P = 1{,}77 \cdot 10^{12} \text{ erg}, \quad E_S = 2{,}61 \cdot 10^{12} \text{ erg}. \tag{19}$$

Deci energia totală emisă de sursa caracterizată de valorile (18) este

$$E = E_P + E_S = 4{,}38 \cdot 10^{12} \text{ erg}. \tag{20}$$

Pentru a verifica metoda, dar şi pentru a scoate în evidenţă avantajele ei, este necesar să comparăm rezultatele de tipul (20) cu rezultatele obţinute cu ajutorul altor formule.

Pe baza formulei date de Galiţîn [3] se poate scrie următoarea formulă pentru energia E emisă de o explozie sub formă de unde elastice :

$$E = 2\pi^3 r^2 \rho V \left(\frac{A}{T}\right)^2 t_0, \tag{21}$$

unde :

A — amplitudinea medie a oscilaţiilor,
T — perioada medie a oscilaţiilor,
t_0 — durata oscilaţiilor.

Considerînd $T = 0{,}04$ s şi $t_0 = 0{,}1$ s, am evaluat cu ajutorul formulei (21) energia, luînd în consideraţie valorile amplitudinilor corespunzătoare celor trei puncte de observaţie, şi am obţinut următoarele valori :

$$E_{d_1} = 4{,}98 \cdot 10^{12} \text{ erg}, \quad E_{d_2} = 1{,}11 \cdot 10^{13} \text{ erg}, \quad E_h = 1{,}25 \cdot 10^{12} \text{ erg}. \tag{22}$$

Observăm din valorile (22) că asimetria sursei poate conduce, atunci cînd folosim date de observaţie obţinute numai pe o anumită direcţie, la erori ce pot atinge un ordin de mărime.

Metoda propusă în această lucrare nu poate conduce la asemenea erori, deoarece posibilitatea aplicării ei este condiţionată tocmai de determinarea asimetriei sursei (mărimile a_x, a_y şi a_z).

Influenţa asimetriei sursei poate fi eliminată într-o oarecare măsură şi în cazul folosirii formulelor de tipul (21), luînd ca valoare a energiei E media valorilor obţinute pentru diferite azimuturi, adică, în cazul nostru,

$$E = \frac{1}{3}(E_{d1} + E_{d2} + E_h) = 5{,}77 \cdot 10^{12}\,\text{erg}, \tag{23}$$

care este în bună concordanţă cu valoarea (20), obţinută prin metoda noastră.

În concluzie, metoda dată în această lucrare este superioară altor metode mai ales prin fundamentarea ei teoretică, care este mult mai riguroasă, deoarece ţine seama de asimetria sursei şi de ambele tipuri de unde ce pot fi generate de explozie. De aceea, necesitatea determinării asimetriei sursei, deşi face mai puţin expeditivă metoda, nu reprezintă totuşi un dezavantaj. În plus, determinarea asimetriei sursei este necesară nu numai pentru evaluarea energiei, ci şi pentru alte studii, cum ar fi studiul cîmpului de deplasări în undele P şi S, raportul dintre intensitatea undelor P şi S, care ne-ar putea arăta în ce măsură pot fi folosite exploziile şi ce condiţii de generare a undelor r sînt necesare pentru prospecţiunea seismică cu ajutorul undelor transversale.

Primită la redacţie la 10 august 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. D. Enescu, *O soluţie a problemei generării undelor longitudinale şi transversale cu ajutorul exploziilor.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **2**, 21 (1964).
2. J. E. White, R. L. Sengbush, *Shear waves from explosive sources.* Geophysics, **XXVIII**, *6* (1963).
3. Б. Б. Голикоои, *О землетрясении 18 февраля 1911 г.* Изв. АН 1915.

UNDE MULTIPLU REFLECTATE-DIFRACTATE ŞI UNDE MULTIPLU DIFRACTATE

DE

D. ENESCU şi I. CORNEA

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Studiul atent al seismogramelor obţinute prin metoda seismică de reflexie pune în evidenţă numeroase unde cu caracteristici cinematice şi dinamice, care diferă mai mult sau mai puţin de cele ale undelor monogene simplu reflectate, folosite în prospectarea subsolului prin această metodă. Dintre acestea, undele difractate interesează în mare măsură pe prospectori, deoarece prezenţa lor pe seismograme poate fi legată de existenţa în subsol a unor accidente tectonice importante.

Marea complexitate a stratificaţiei subsolului şi numeroasele accidente tectonice fac ca tabloul de unde posibile să fie foarte bogat. De aceea studiul cinematic şi dinamic al tuturor undelor posibile este foarte necesar în vederea stabilirii criteriilor de identificare a lor pe seismograme şi a eventualei lor folosiri în prospectarea structurilor ce le-au cauzat.

În acest scop s-au făcut şi în ţara noastră studii teoretice [1] şi experimentale [2]—[4] în vederea folosirii undelor difractate în prospectarea seismică a faliilor.

Ca o continuare a studiului făcut în [1] şi [2], prezentăm în această lucrare câteva contribuţii privitoare la undele multiplu reflectate-difractate, multiplu reflectate-multiplu difractate şi multiplu difractate.

Analizăm aceste unde, deoarece apariţia lor pe seismograme poate fi posibilă, aşa după cum vedem în figura 1, în care sînt reprezentate seismogramele obţinute pe un profil perpendicular pe axa unei zone faliate din Platforma Moesică [2], seismograme pe care apare, la timpi relativ mari (4,3 s), o undă care ar putea să corespundă uneia dintre cele trei tipuri de unde enumerate mai sus.

HODOGRAFUL UNDEI MULTIPLU REFLECTATE-DIFRACTATE

În figura 2 este reprezentat drumul undei bireflectate-difractate în cazul unei trepte verticale, precum şi liniile ajutătoare deducerii ecuaţiei

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3, NR. 2, P. 331–337 BUCUREŞTI 1965

hodografului. Am dedus următoarea expresie a timpului t în cazul acestei unde :

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{(\Delta - 2h_1 \sin\varphi)^2 + (2h_1 \cos\varphi + H)^2} + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}\right]$$

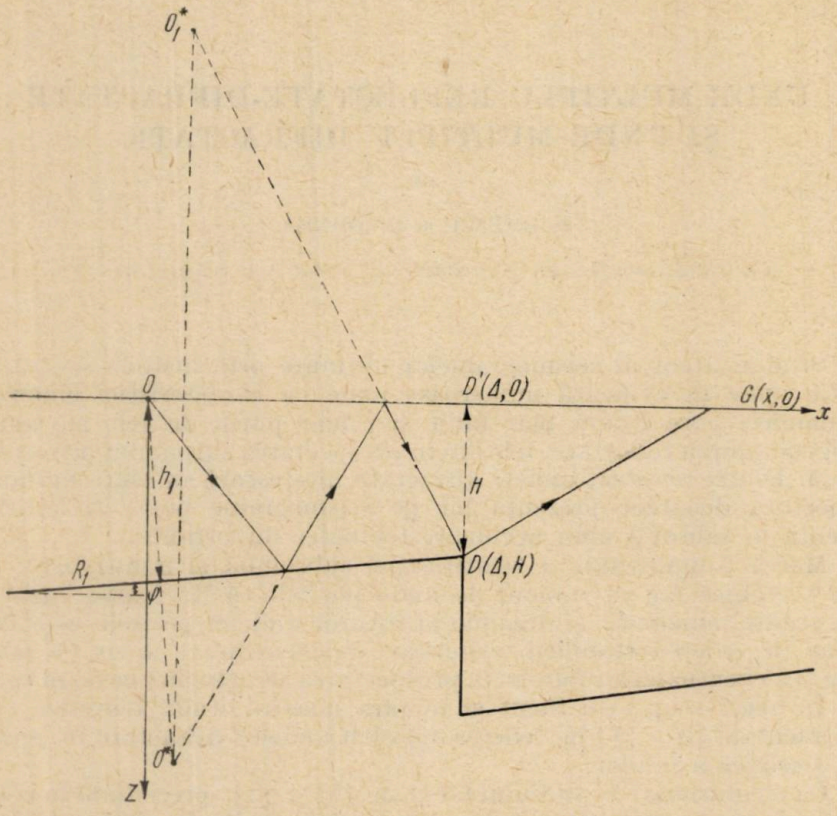


Fig. 2

sau

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{\Delta^2 + H^2 + 4h_1^2 + 4h_1 H \cos\varphi - 4h_1 \Delta \sin\varphi} + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}\right], \quad (1)$$

unde

$$H = h_1 \cos\varphi - (\Delta - h_1 \sin\varphi)\sin\varphi.$$

O ecuaţie asemănătoare ecuaţiei (1) se deduce şi pentru cazul reprezentat în figura 3, adică

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{\Delta^2 + H^2 + 4h_2^2 + 4h_2 H \cos 2\varphi - 4h_2 \Delta \sin 2\varphi} + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}\right], \quad (2)$$

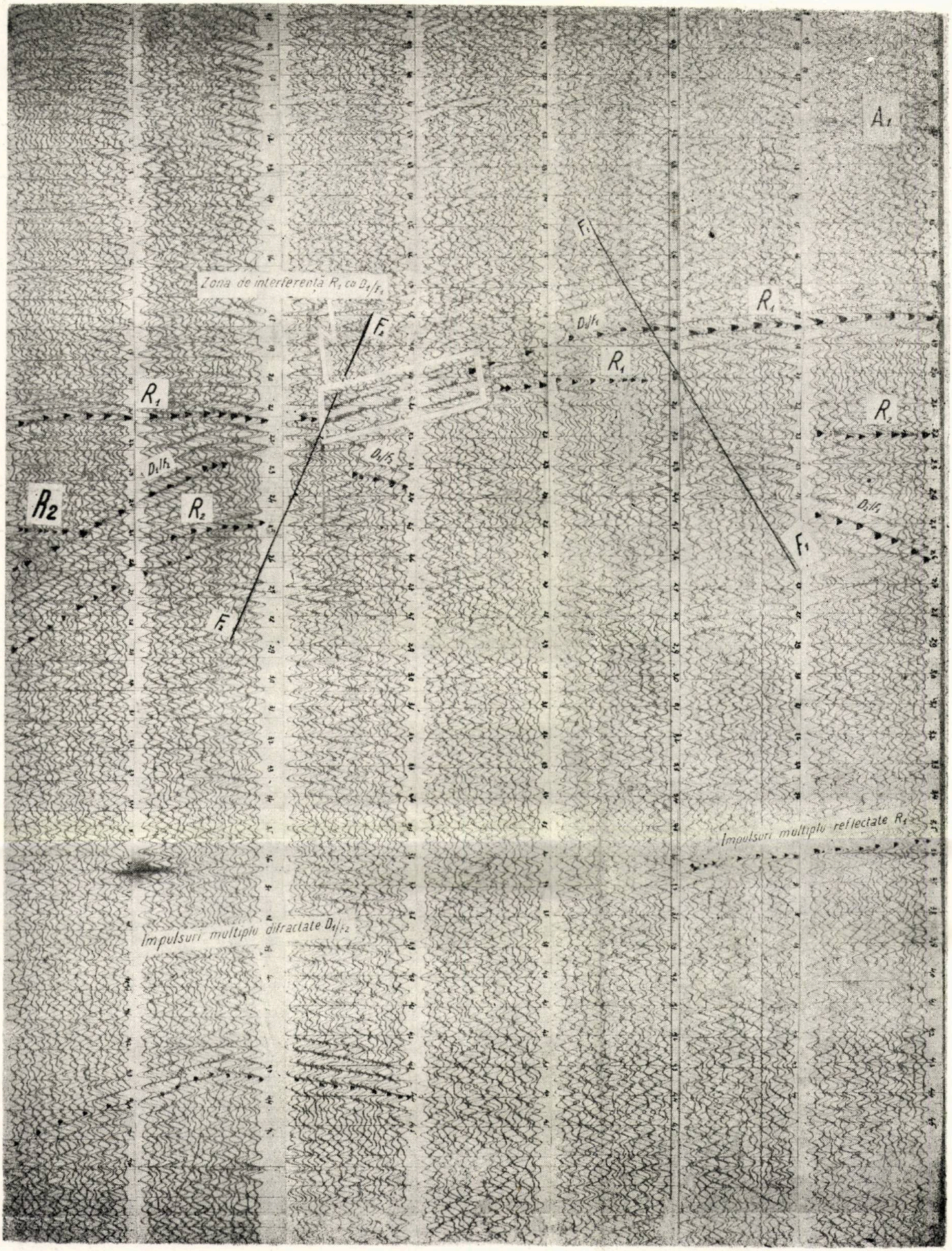
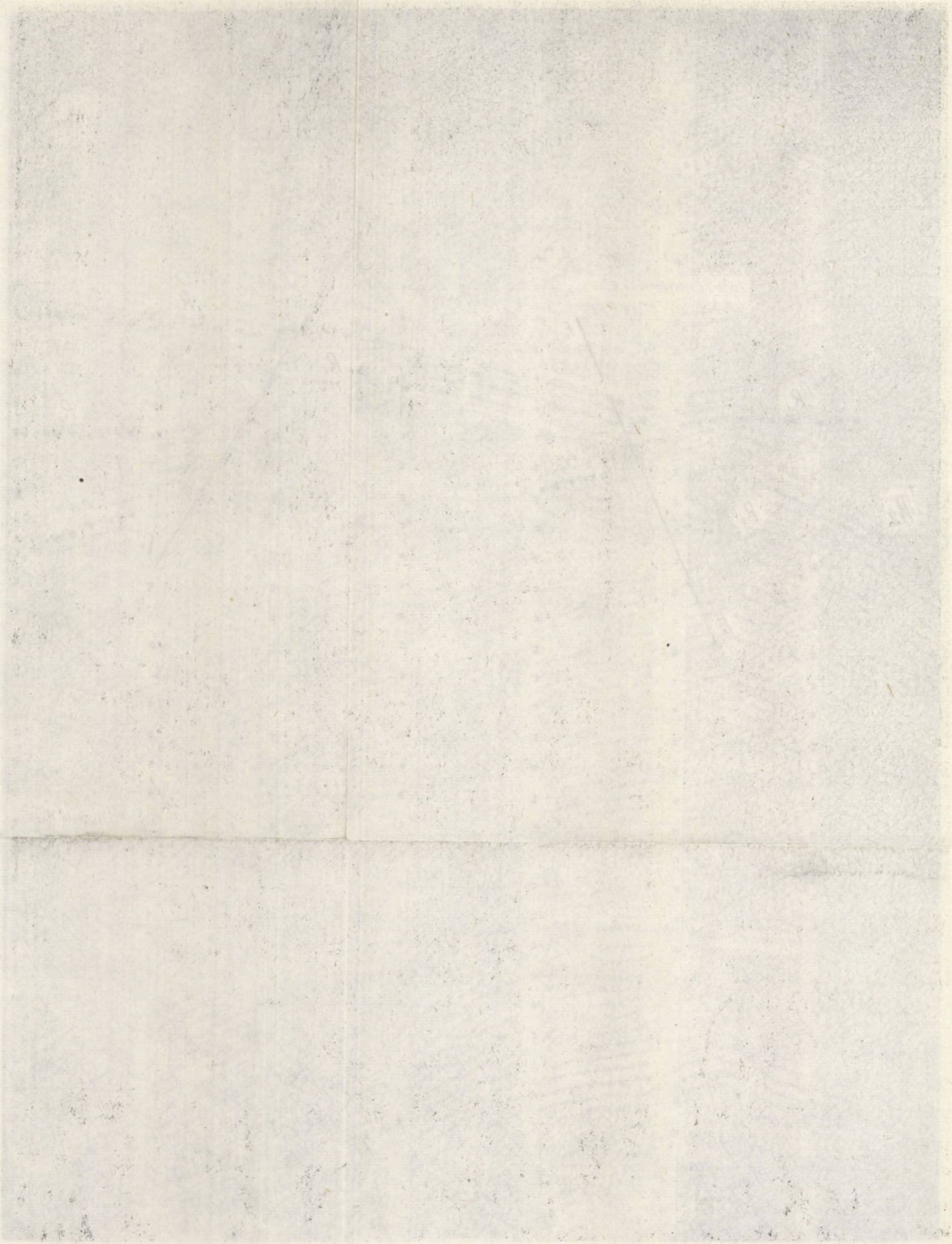

A1
Zona de interferență R1 cu D1/F1
F1
F2
R1
R2
D1/F1
D1/F2
Impulsuri multiplu reflectate R1
Impulsuri multiplu difractate D1/F2

Fig. 1



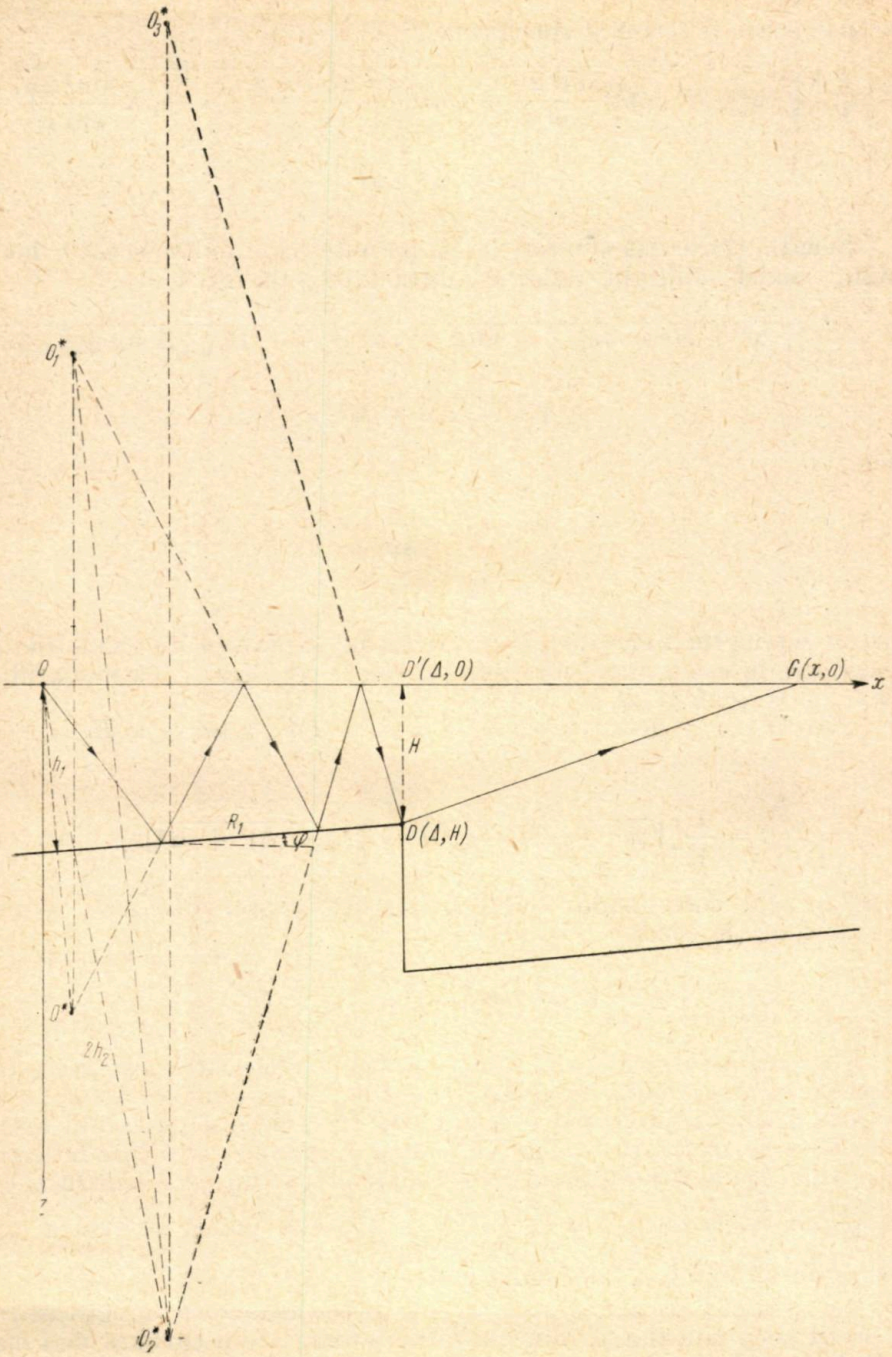


Fig. 3

care mai poate fi scrisă şi sub forma

$$t = \frac{1}{V}\left[\sqrt{\Delta^2 + H^2 + 4h_1^2\frac{\sin^2 2\varphi}{\sin^2\varphi} + 4h_1 H\frac{\sin 2\varphi\cos 2\varphi}{\sin\varphi} - 4h_1\Delta\frac{\sin^2 2\varphi}{\sin\varphi}} + \right.$$

$$\left. + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}\right]. \tag{3}$$

Ecuaţia (2), scrisă sub forma (3), permite să stabilim ecuaţia hodografului undei multiplu reflectate-difractate sub forma

$$t = \frac{1}{V}[\sqrt{\Delta^2 + H^2 + 4h_{m-1}^2 + 4Hh_{m-1}\cos\varphi_{m-1} - 4h_{m-1}\Delta\sin\varphi_{m-1}} +$$

$$+ \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}], \tag{4}$$

unde

$$h_{m-1} = h_1\frac{\sin(m-1)\varphi}{\sin\varphi},$$

$$\varphi_{m-1} = (m-1)\varphi.$$

Prin m înţelegem numărul de incidenţe pe suprafaţa de separaţie R_1, număr care în cazul undei multiplu reflectate este egal şi cu numărul de reflexii pe suprafaţa R_1.

Pentru $\varphi = 0$ deducem că $h_{m-1} = (m-1)h_1 = (m-1)H$.

Deci

$$t = \frac{1}{V}[\sqrt{\Delta^2 + (2m-1)^2H^2} + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}]. \tag{5}$$

Cazul $m = 1$ corespunde undei directe-difractate, deoarece, punînd această condiţie ecuaţiei (5), obţinem

$$t = \frac{1}{V}[\sqrt{\Delta^2 + H^2} + \sqrt{(x-\Delta)^2 + H^2}]. \tag{6}$$

Observăm că hodograful undei multiplu reflectate-difractate este o hiperbolă al cărei minim se găseşte (ca şi la hodograful undei directe-difractate) deasupra proiecţiei în planul de observaţie a punctului difractator. Este de asemenea evident că hodografii undelor multiplu reflectate şi multiplu reflectate-difractate au un punct comun care pentru $\varphi = 0$ corespunde abscisei $x = \Delta + \frac{\Delta}{2m-1}$. Aceasta indică existenţa unei zone de interferenţă a celor două unde.

Se ştie [5] că hodograful undei direct-difractate înregistrată pe un profil perpendicular pe muchia difractatoare are o curbură mai mare decît hodograful undei reflectate de la limita R_1. De asemenea, viteza

efectivă determinată cu ajutorul hodografului undei difractate, considerat (din greşeală) că ar corespunde undei reflectate, este mai mică decît viteza efectivă reală.

Comparînd ecuaţiile (4) şi (6), observăm că hodograful undei multiplu reflectate-difractate şi hodograful undei direct-difractate au aceeaşi curbură şi deci viteza efectivă dedusă cu ajutorul hodografului undei multiplu reflectate-difractate (luat drept hodograf al unei unde simplu reflectate) este mai mică decît viteza efectivă reală corespunzătoare mediului acoperitor limitei R_1 (fig. 2 sau 3).

Timpul de sosire la suprafaţă a undei multiplu reflectate-difractate este aproximativ un multiplu al timpului de parcurs al undei simplu reflectate şi, de asemenea, aproximativ un multiplu al timpului de sosire a undei direct-difractate.

Deci am putea confunda unda multiplu reflectată-difractată cu o undă simplu reflectată de la o limită fictivă a cărei adîncime ar fi aproximativ un multiplu al adîncimii limitei reflectatoare reale sau cu o undă direct difractată de la o muchie difractatoare fictivă situată de asemenea la o adîncime care ar fi aproximativ un multiplu al adîncimii muchiei reale. Dar tocmai această multiplicitate, împreună cu criteriul curburii hodografiilor şi cel al vitezei efective, ne ajută să nu facem asemenea confuzii.

Deoarece viteza de propagare a undelor creşte în general cu adîncimea, este evident că viteza efectivă dedusă din hidograful undei multiplu reflectate-difractate (fiind mai mică decît viteza efectivă corespunzătoare mediului acoperitor limitei de adîncime h_1) va fi mult mai mică decît viteza efectivă corespunzătoare mediului acoperitor limitei fictive, a cărei adîncime este un multiplu al lui h_1.

Se ştie, de asemenea, că viteza dedusă din hodograful undei multiplu reflectate este egală cu viteza efectivă corespunzătoare mediului acoperitor limitei pe care s-au produs reflexiile multiple. Rezultă că între viteza efectivă dedusă din hodograful undei multiplu reflectate-difractate şi cea dedusă din hodograful undei multiplu reflectate (cu acelaşi ordin de multiplicitate) există acelaşi raport ca şi între viteza determinată din hodograful undei direct-difractate şi cea obţinută din hodograful undei simplu reflectate.

Dacă scriem, cu ajutorul ecuaţiei (4), expresia timpului de parcurs al undei multiplu reflectate-difractate generate din O_1 şi recepţionată în O_2 (fig. 4) şi expresia timpului de parcurs al aceluiaşi tip de undă generată din O_2 şi recepţionată în O_1, deducem că cei doi timpi nu sînt egali. Deci hodografii undelor multiplu reflectate-difractate nu au timpi reciproci.

★

Ecuaţia hodografului undei multiplu reflectate-multiplu difractate (fig. 5) are forma

$$t = t_{mrd} + \frac{2m'H}{V}, \tag{7}$$

unde t_{mrd} este timpul de parcurs al undei multiplu reflectate-difractate dat de expresia (4), iar m' este numărul de incidenţe normale pe suprafaţa Pămîntului a undei difractate din D.

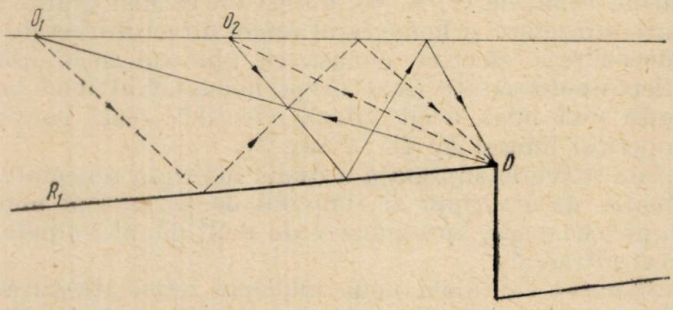


Fig. 4

Consideraţiile făcute în cazul undei multiplu reflectate-difractate asupra formei şi curburii hodografului şi asupra vitezei efective determinate pe baza acestui hodograf rămîn valabile şi în cazul undei multiplu

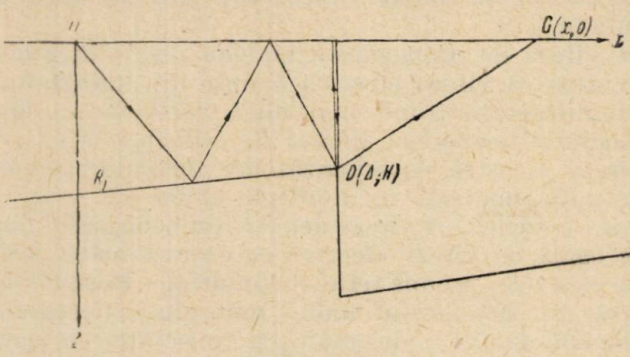


Fig. 5

reflectate-multiplu difractate. Este, de asemenea, evident că hodografii undelor multiplu reflectate-multiplu difractate n-au timpi reciproci.

★

Pentru unda multiplu difractată (fig. 6), hodograful are următoarea ecuaţie :

$$t = t_d + \frac{2m'H}{V},$$

unde t_d este timpul de parcurs al undei directe-difractate, dat de ecuaţia (6), iar m' are semnificaţia arătată mai sus. Este simplu de arătat că hodografii undelor multiplu difractate au timpi reciproci şi sînt tot hiperbolici.

Unda care apare pe seismogramele din figura 1 la circa 4,3 s trebuie s-o analizăm bazîndu-ne pe criteriile expuse mai sus şi prin comparaţie cu unda reflectată R_1, care apare la 2,1 s, şi cu cea difractată D_1/F_2, pentru care minimul hodografului este la circa 2,2 s.

Observăm că axa de sinfază a undei de la 4,3 s este mai înclinată decît a undelor reflectate R_1 şi la fel de înclinată ca a undei difractate D_1/F_2.

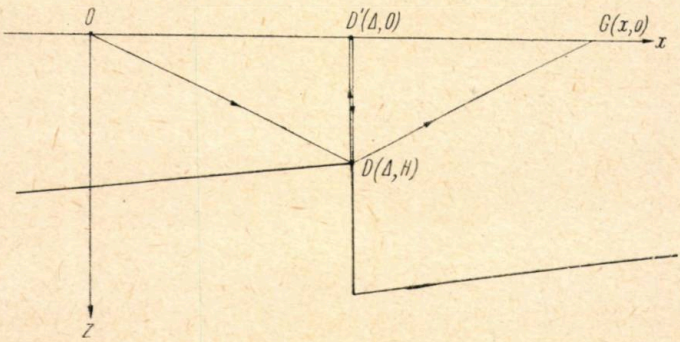


Fig. 6

Pe baza acestor constatări am putea admite că unda care este înregistrată la circa 4,3 s este o undă bireflectată-difractată (fig. 2), al cărei hodograf are ecuaţia (1) sau (4), în care $m = 2$, sau o undă bidifractată (fig. 6), al cărei hodograf are ecuaţia (8), în care $m' = 2$.

Calculînd hodografii teoretici pe baza formulelor de mai sus şi comparîndu-i cu datele de observaţie, am ajuns la concluzia că unda de la 4,3 s este o undă bidifractată (fig. 6, ecuaţia 8).

Primită la redacţie la 20 aprilie 1965.

BIBLIOGRAFIE

1. D. Enescu, *Le champ des temps et les hodographes des ondes séismiques diffractées par une arête angulaire inclinée.* Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série de géophysique, **9**, *2* (1965).
2. I. Cornea, D. Enescu, *La prospection séismique des failles au moyen de dispositifs emplacés sur des profils radiaux.* Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série de géophysique **9**, *2* (1965).
3. I. Cornea, *Contribuţii geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bîrladului.* St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geofizică, **2**, 83 (1964).
4. I. Cornea, V. Chiscan, M. Barbu, *Unde difractate în prospecţiunea seismică.* St. tehn. econ. Inst. geologic, Seria D, *5* (1965).
5. И. С. Берзон, *О некоторых вопросах кинематики распространения дифрагированных сейсмических волн.* Труды геофиз. Института *9* (*136*) (1950).

* * * *Prospecțiuni geofizice*, vol. I, Metodele cîmpurilor naturale, întocmit sub coordonarea prof. dr. Liviu Constantinescu, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, Editura tehnică, București, 1964, 528 p.

Prospecțiunile geofizice au cunoscut în numai cîteva decenii de existență o dezvoltare care a mers în pas cu evoluția uluitoare a științei și tehnicii contemporane. În țara noastră, unde utilizarea lor este foarte aproape de a împlini o jumătate de secol, această dezvoltare s-a desfășurat, atît cantitativ, cît și calitativ, la nivelul celor mai avansate dintre țările în care prospecțiunile geofizice au o veche tradiție și o largă întrebuințare, mai ales în probleme cu caracter economic-minier; de aceea o lucrare în limba română care să privească sub toate aspectele această ramură a științelor Pămîntului era din ce în ce mai necesară și lipsa ei resimțită de toți specialiștii din producție.

Recunoscîndu-se pe bună dreptate superioritatea asupra traducerii unor manuale din literatura străină a unei opere originale, în care realitățile și realizările de la noi să-și găsească locul cuvenit, s-a încredințat redactarea ei unui colectiv de autori a cărui componență asigură roadele îmbinării experienței didactice cu cea din producție. Conducerea acestui colectiv a revenit prof. dr. Liviu Constantinescu, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, care adaugă la o îndelungată activitate didactică o profundă cunoaștere a realităților actuale ale disciplinelor geofizice din România.

În condițiile complexității lucrării, care urmărește „să prezinte totalitatea metodelor geofizice majore de prospecțiune a subsolului într-un cadru teoretic în stare să asigure nivelul ridicat al expunerii, dar punînd accentul pe aplicațiile practice și aducînd exemple concrete", s-a impus elaborarea ei în două volume. Volumul I, apărut în foarte bune condiții tehnice la sfîrșitul anului 1964 în Editura tehnică, este destinat tratării metodelor cîmpurilor naturale utilizate în prospecțiunea geofizică. Cel de-al doilea, care se află sub tipar, este destinat expunerii metodelor care folosesc pentru cercetarea subsolului cîmpurile fizice create artificial. Unitatea întregii lucrări este asigurată atît prin „Elemente introductive" din primul volum, menite să ofere o privire de ansamblu asupra tuturor metodelor geofizice de prospecțiune, cît și prin expunerea legată de utilizarea complexă a acestor metode și prin considerațiile finale asupra problemelor de interes comun, promise pentru partea a treia și ca încheiere ale volumului al II-lea.

În cele trei părți ale primului volum sînt tratate succesiv prospecțiunea gravimetrică, prospecțiunea magnetică și prospecțiunea radiometrică. Analogiile intime existente în metodele care se ocupă cu cercetarea principalelor cîmpuri naturale ale Pămîntului — cel gravific și cel magnetic — fac ca schema de expunere să fie aceeași la primele două părții: fundamentarea fizico-geologică a metodei, determinarea anomaliilor, analiza cantitativă a datelor, interpretarea anomaliilor, eficiența geologică a metodei. Pentru prospecțiunea radiometrică, fenomenele ce-i servesc ca suport, avînd un substrat fizic distinct, au impus o analiză și o expunere corespun-

zătoare, cuprinse în succesiunea : fundamentarea fizico-geologică a prospecțiunii radiometrice, metrologia radiațiilor, metodica și aparatura, probleme rezolvate prin radiometrie.

Distribuția armonioasă a conținutului, care ține seama de experiența tratatelor de specialitate apărute în alte limbi, împărțirea zecimală a capitolelor și sistemul de referință utilizat ușurează mult folosirea lucrării atît de cei interesați de ansamblul prospecțiunilor geofizice, cît și de cei preocupați numai de unele obiective sau aspecte cu caracter mai restrîns.

Este demn de remarcat că în întreaga lucrare, realizată la un nivel ridicat în care suportul fizico-matematic al metodelor este asigurat prin subtile fundamentări teoretice, preocuparea pentru utilizarea practică — în scop geologic și economic-minier — a prospecțiunilor geofizice este permanentă. Și pe această linie trebuie subliniat că, în considerațiile privitoare la eficiența geologică a metodelor expuse, autorii au știut să pună accentul pe condițiile structurale specifice subsolului țării noastre. Preocuparea de a exemplifica variatele posibilități de aplicare a prospecțiunilor geofizice prin lucrări și rezultate din țara noastră este foarte meritorie.

Cititorul va găsi în această carte și un bogat material informativ și documentar, indicații de procedee noi cu posibilități de aplicare imediată în lucrările de producție, precum și o abundentă bibliografie, care urmează fiecare capitol. Această bibliografie caută să răspundă nevoii pe care orice specialist o poate resimți de a adînci unele aspecte în căutarea rezolvării cît mai complete a problemelor ridicate de necesitățile practice și obiectivele economice urmărite în prospecțiunile geofizice.

Desigur, acestei prime ediții a unei lucrări ce trebuie să cuprindă o mare cantitate de materiale, să îmbrace o bogată gamă de preocupări și să satisfacă un foarte complex ansamblu de cititori i se pot reproșa și unele lipsuri. În general, ilustrația se cerea a fi mai abundentă ; este însă de remarcat că în domenii unde necesitatea ei era mai stringentă ca, de pildă, în cazurile de aplicare ale prospecțiunilor geofizice la diversele categorii de probleme geologice, aceasta reușește să răspundă obligațiilor și să ofere documentarea corespunzătoare. Un caz ce se referă la un obiectiv mai restrîns îl prezintă subcapitolul destinat aparaturii din capitolul „Determinarea anomaliilor gravimetrice". Acesta putea să fie mai dezvoltat, știut fiind interesul cu care această problemă este privită de specialiști ; în el era, poate, normal să se acorde locul cuvenit gravimetrului Worden, instrumentul cu cele mai frumoase performanțe de valoare mondială, care din punct de vedere constructiv reprezintă o remarcabilă reușită a tehnicii moderne și care în practica actuală — de la prospecțiunile de detaliu pînă la măsurătorile de ansamblu în scopuri geodezice — este utilizat într-o proporție ce depășește de departe toate celelalte tipuri de gravimetre. Nu era lipsit de interes geologic și nici chiar economic — mai ales pentru țara noastră, care în zona litoralului Mării Negre posedă o succesiune de anomalii intense cu morfologie specifică a căror urmărire în zona platformei continentale să se prezinte și un tip modern de gravimetru adaptat la ridicările în regiuni acoperite de apele mării.

Fără îndoială că aceste deficiențe, precum și alte mici lipsuri inerente oricărui început și care vor fi remediate la ediția următoare a lucrării, dovedită necesară de interesul arătat celei dintîi, nu alterează cu nimic valoarea manualului de care ne ocupăm. Redactarea acestui manual n-a însemnat numai simpla umplere a unui gol esențial în posibilitățile de documentare ale specialiștilor noștri, ci realizarea unei valoroase lucrări naționale la nivelul celor mai bune tratate de specialitate apărute în alte limbi.

Primul manual de prospecțiuni geofizice elaborat de un colectiv de autori români — la întocmirea căruia spiritul director, scrupuloasa grijă pentru fond (subtilele justificări fizico-matematice și interpretarea geologică) și meticuloasa atenție pentru formă ale coordonatorului sînt permanent prezente, făcîndu-se resimțite de la organizarea de ansamblu pînă la terminologia de specialitate — constituie un succes al literaturii științifice și tehnice românești.

Scarlat Stoenescu

Paleomagnetism and Its Application to Geological and Geophysical Problems. (Paleomagnetismul și aplicarea lui în probleme geologice și geofizice), John Wiley & Sons, Inc. New York — Londra — Sydney, 1964, XVI + 400 p.

Potrivit cu declarația autorului făcută chiar la începutul prefeței, cartea urmărește „să rezume sintetic cunoștințele noastre actuale asupra paleomagnetismului și să contureze relațiile lui cu cîteva alte cercetări din științele Pămîntului". Și numai o rapidă parcurgere a cărții arată, totuși, că această intenție este nu numai îndeplinită, dar larg depășită : cunoștințele actuale din domeniul respectiv sînt mai mult decît rezumate sintetic ; ele sînt analizate critic și comentate cu competență, în timp ce conturarea plănuită a relațiilor lor cu diferite ramuri ale geoștiințelor a evoluat într-o imagine cuprinzătoare, în cadrul căreia principalele caracteristici ale acestor relații sînt subliniate în mod corespunzător.

Cartea este împărțită în zece capitole : introducere (9 p), proprietăți magnetice ale rocilor (29 p), caracteristici generale ale cîmpului geomagnetic (12 p), direcții de magnetizare și analiza lor (19 p), gradul de certitudine al observațiilor paleomagnetice (31 p), direcții ale cîmpului determinate paleomagnetic (50 p), inversări ale magnetizării (23 p), intensitatea cîmpului terestru în trecut (7 p), paleolatitudini și paleomeridiane (60 p) și chestiuni speciale (49 p). Un vast apendice este constituit dintr-o listă de referințe de rezultate paleomagnetice (79 p), urmată de referințe bibliografice extinse și de un indice cuprinzător.

După ce definește principalele noțiuni și după ce anunță conținutul — în introduceri bine proporționate sau în observații preliminare — fiecare capitol prezintă, analizează și comentează problemele lui specifice, ceea ce se face într-un mod compatibil atît cu particularitățile problemelor înseși, cît și cu competența autorului. Adoptînd un mod predominant dinamic de abordare a subiectului, autorul se pricepe să mențină, cu îndemînare, mereu treaz interesul cititorului, chiar cînd trebuie făcute prezentări inevitabil oțioase (ca, de exemplu, acelea privind determinarea direcțiilor cîmpului în trecut și diversele implicații ale rezultatelor obținute sau problema destul de plicticoasă a paleolatitudinilor și paleolongitudinilor).

Unor anumite subiecte le este acordat mai mult spațiu decît altora (de exemplu direcției cîmpului paleomagnetic în comparație cu intensitatea lui), dar aceasta este, evident, o reflectare a stării actuale a cercetării în domeniile respective și numai într-o măsură mai redusă a înclinării personale, ușor de înțeles, a autorului. Ceea ce este mai puțin ușor de înțeles într-o carte care urmărește o prezentare de ansamblu a paleomagnetismului este absența unui capitol special asupra aspectelor lui instrumentale și metrologice. Există, evident, articolul de sinteză al lui Collinson și Creer asupra măsurătorilor în paleomagnetism, dar și alte chestiuni paleomagnetice fuseseră discutate anterior în articole de sinteză (de exemplu acelea ale lui Cox și Doell) sau în conferințe speciale (de exemplu acelea ale lui Blackett), citate în cartea recenzată, dar aceasta nu a împiedicat, cu drept cuvînt, pe autor să discute din nou aceste chestiuni. După părerea recenzentului, pentru a se asigura caracterul de completitudine al cărții, un capitol asupra măsurătorilor paleomagnetice ar fi fost potrivit, chiar dacă — după cum se exprimă autorul — „cartea pune accentul mai mult pe metodele paleomagnetice decît pe amănunte instrumentale".

O altă deficiență, care este menționată aici numai pentru că — deși minoră — apare stridentă privită în comparație cu perfecțiunea generală a cărții și ar putea fi ușor îndreptată într-o viitoare ediție, este reprezentată de afirmația că „cele mai multe dintre informațiile noastre asupra cîmpului geomagnetic au fost obținute prin înregistrare directă la observa-

toarele magnetice *în ultimii 400 de ani*" sau că ...„ direcțiile magnetismului fosil... în cinci probe de rocă luate din revărsările de lavă din 1669 ale muntelui Etna sînt comparate cu direcția cîmpului terestru așa cum apare în înregistrările de observator" (§ 1.2). Evident, se neglijează faptul că înregistrările magnetice de observator abia merg înapoi mai mult de un secol.

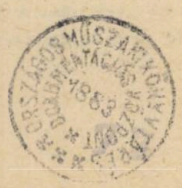
Dar, fără îndoială, toate acestea sînt neînsemnate în comparație cu calitățile remarcabile ale cărții. Destinată atît geofizicienilor, cît și geologilor, ea îndeplinește cu îndemînare acest rol. Exemple bune în această privință sînt problemele magnetizării rocilor, migrațiunii polilor și derivei continentale, prezentate într-un mod inteligibil pentru geolog și încă interesant pentru geofizician și viceversa. Mai mult decît atît, cu excepția cîtorva puține părți cu un caracter mai tehnic, cartea este în stare să intereseze și pe cititorul nespecialist, rămînîndu-i perfect accesibilă.

Prezentarea este modernă, faptele și ipotezele sînt comparate și discutate în mod critic. Certitudinea evidenței și informațiilor paleomagnetice este, de asemenea, analizată cu grijă, deși — după propriile lui cuvinte — autorul a putut uneori „greși, situîndu-se de partea indulgenței", aceasta nu este însă fără justificare într-un domeniu în care „activitatea preliminară de recunoaștere a fost confirmată de studii ulterioare mai de detaliu".

Cartea conține o mulțime de rezultate de observație, referințe bibliografice bogate, atît din emisfera occidentală, cît și din cea orientală, și o abundență de excelente ilustrații, bine desenate și reproduse, compatibile cu caracterul și cu amploarea cărții.

În ansamblu, cartea este cu totul potrivită pentru cititorul interesat în problemele științelor Pămîntului, fie că el vine dinspre partea fizică sau dinspre cea geologică. În părțile ei principale, în special în redarea metodelor paleomagnetice, a rezultatelor și a implicațiilor lor geonomice, cartea poate fi considerată ca o excelentă operă de referință, meritîndu-și cu siguranță locul pe raftul de bibliotecă al oricărui om de știință interesat în problemele Pămîntului.

Liviu Constantinescu



REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETARI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :
- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

FEB 22

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

F. CIORĂSCU şi M. ONCESCU, **Detectarea şi măsurarea radiaţiilor nucleare**, 1964, 277 p., 17 lei.

CORNELIA MOŢOC, **Acţiunea radiaţiilor nucleare asupra corpului solid**, 1964, 196 p., 8,25 lei.

E. BĂDĂRĂU şi M. GRUMĂZESCU, **Bazele acusticii moderne**, 1961, 508 p., 25 lei.

Z. GABÓS, D. MANGERON şi I. STAN, **Fundamentele mecanicii**, 1962, 388 p., 17,50 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa**, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 3 Nr. 2 P. 171—342
BUCUREŞTI 1965

c. 4007 — I P „Informaţia"

43 867

Lei 25.—